

на правах рукописи



Зарайская Юлия Андреевна

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, СЕЙСМИЧНОСТЬ И НЕОТЕКТОНИКА
СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА В НОРВЕЖСКО-
ГРЕНЛАНДСКОМ БАССЕЙНЕ И ПРОЛИВЕ ФРАМА

Специальность 25.00.03
геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

МОСКВА 2016

Работа выполнена в Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Геологического института Российской академии наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий лабораторией геоморфологии и тектоники дна океанов

Мазарович Александр Олегович

Геологический институт Российской академии наук

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
руководитель сектора научно-учебного Музея землеведения

Дубинин Евгений Павлович

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова»

доктор физико-математических наук,

заведующий лабораторией фундаментальных проблем экологической геофизики
и вулканологии

Собисевич Алексей Леонидович

ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт океанологии Российской академии наук им. П.П. Ширшова

Защита состоится 3 ноября 2016 года в 14.30 на заседании диссертационного
совета Д.002.215.01 при ФГБУН Геологическом институте РАН по адресу:
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, конференц-зал ГИН РАН (4 этаж).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологической литературы
Секции Наук о Земле РАН по адресу: Москва, Старомонетный пер., д. 35,
ИГЕМ РАН и на сайте ГИН РАН: <http://ginras.ru/struct/21/20/dis.php>

Автореферат разослан «___» октября 2016 г.

Отзывы на автореферат, заверенные печатью, в 2-х экземплярах просьба
направлять по адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Геологический
институт РАН, ученому секретарю диссертационного совета Патиной Ирине
Станиславовне (e-mail: ira_patina@mail.ru). Требования к оформлению отзывов
приведены на странице 31.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук

И.С. Патина

Актуальность работы

На фоне возросшего многостороннего интереса к Арктическому региону, связанного с поиском и разведкой полезных ископаемых и определения границ зон экономических интересов разных государств, изучение геоморфологии и новейших тектонических движений в Арктике представляет особую важность и актуальность. Современные геодинамические процессы, которые происходят на периферии западного и северо-западного обрамления Баренцева моря, включая сейсмическую активность, могут быть причиной опасных геологических процессов на шельфе и ложе океана (катастрофические оползни с образованием волн цунами, выбросы газа, вулканические извержения и пр.). Их понимание важно для предсказания возможности этих явлений, которые необходимо учитывать при проектировании, строительстве подводных инженерных объектов и иной деятельности человека.

Цель и задачи работы

Целью настоящего исследования является выявление особенностей новейшей тектоники и геодинамики границы Северо-Американской и Евразийской плит в северной части Гренландского моря.

В работе решаются три основные задачи:

- 1) выявление особенностей рельефа ультрамедленных спрединговых хребтов Книповича и Моллой, а также трога Лена по данным детальной многолучевой батиметрии;
- 2) проведение пространственно-временного и частотно-энергетического анализов данных о землетрясениях, зарегистрированных в пределах региона мировой сетью станций;
- 3) определение неотектонической структуры зоны перехода из Северной Атлантики в Арктический бассейн по полученным батиметрическим и сейсмологическим данным.

Фактический материал

В работе использовались данные:

- детальной батиметрической съемки, полученные в 24-27-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (2006 -2010 гг.) при непосредственном участии автора;
- детальных батиметрических съемок по программам AMOR и SCISEX-для хребта Гаккеля и Института Альфреда Вегенера (AWI) для пролива Фрама;
- Международной батиметрической карты Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et al., 2012), редактором которой, в составе международного коллектива, является и автор;
- из каталога землетрясений Усовершенствованной Национальной Сейсмологической Системы (США) (Advanced National Seismic System – ANSS) (<http://www.ncedc.org/anass/catalog-search.html>);
- о фокальных механизмах из каталога проекта «The Global CMT Project» (<http://www.globalcmt.org>) и из литературных источников (Engen et al., 2003; Läderach et al., 2011);
- из коллекции карт Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН (http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html).

Объекты исследования

Основными объектами исследования являются арктические срединно-океанические хребты (СОХ) Книповича, Моллой и трог Лена, а также зоны трансформных разломов (ТР) Моллой и Шпицбергенский.

Научная новизна

Проведен комплексный анализ детальных батиметрических, полученных в 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», и сейсмологических данных на всём протяжении границы Северо-Американской и Евразийской плит от хребта Мона до хребта Гаккеля, в результате которого выявлены различия магматической активности вдоль хребта Книповича, дополняющие имеющиеся представления о его сегментации. Пространственно-временной и частотно-магнитудный анализ землетрясений региона позволил получить статистические данные о проявлении сейсмической активности в условиях ультрамедленного косого растяжения. По его результатам выявлены сейсмологические основания принадлежности хребта Книповича к структурам со сложной геодинамикой. По результатам работы сделана интерпретация характера структурообразования в соответствии с особенностями кинематики спрединга и геодинамики зоны перехода системы срединно-океанических хребтов из Северо-Атлантического бассейна в Арктический. Показано, что ТР Моллой и Шпицбергенский являются единственными трансформными деформациями на всем протяжении срединно-океанического хребта от ТР Ян-Майен до шельфа моря Лаптевых, а хребет Моллой является единственным участком ортогонального спрединга в проливе Фрама.

Защищаемые положения

1. В пределах хребта Книповича выделяется два сегмента, граница между которыми находится в районе 75.7° - 75.8° с.ш. Южный сегмент практически амагматичен, а в северном преобладают как вулканические постройки центрального типа, так и вулканические поднятия на дне рифтовой долины.

2. Система трансформных разломов Моллой, Шпицбергенский и расположенный между ними хребет Моллой представляют собой участок СОХ, сформировавшийся в условиях современного направления растяжения по азимуту 307° . Это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченная трансформными структурами на всем протяжении (3000 км) от Ян-Майенского ТР до 86° в.д. хребта Гаккеля.

3. По сейсмической характеристика хребет Книповича представляет собой структуру, которая сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома. Коэффициент b в отношении Гутенберга-Рихтера ($\log N = a - bM$), полученный автором для хребта Книповича, имеет промежуточное значение $b = 1,63$ между характерными для ТР и СОХ.

Практическая и теоретическая значимость работы

Анализ батиметрических данных наряду с выделением особенностей сейсмического режима позволяют выявить ряд опасных геологических процессов на дне океана, в том числе подводных оползней, некоторые из которых, могут привести к образованию волн цунами. Выявление закономерностей в проявлении сейсмичности в регионе может быть использовано для разработки методики прогнозирования сейсмической активности ультрамедленных хребтов региона. Понимание потенциально опасных геологических процессов важно для хозяйственной деятельности, ведущейся на шельфе, континентальном склоне и ложе океана. Пренебрежение

данными, полученными в работе, может привести к значительным экономическим потерям.

Полученные данные об особенностях структурообразования и сегментации в пределах рифтовой зоны молодых ультрамедленных срединно-океанических в различных кинематических обстановках важны как для дальнейшего изучения подобных зон спрединга, так и для изучения обстановок образования древних пассивных океанических окраин. Развитие сети сейсмологических станций в Арктическом регионе в последние десятилетия позволило получить качественно новые данные о землетрясениях региона, анализ которых проведен в данной работе.

Личный вклад автора

На экспедиционном этапе работы автор принимала участие в:

- 24-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 г. в Северной Атлантике у арх. Шпицберген в качестве оператора эхолота в составе геоморфологического отряда;
 - 25-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2007 г. в Баренцевом море и Северной Атлантике у арх. Шпицберген в качестве оператора эхолота в составе геоморфологического отряда;
 - 26-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2008 г. в Баренцевом море и Северной Атлантике в качестве начальника геоморфологического отряда.
- В перечисленных рейсах автор производила сбор и обработку батиметрических данных с последующим составлением трехмерных моделей рельефа и батиметрических карт.

На камеральном этапе работы автор проводила:

- анализ данных о рельефе ультрамедленных СОХ региона;
- пространственно-временной и частотно-магнитудный анализы сейсмологических данных для ультрамедленных хребтов мировой системы СОХ;
- сопоставление данных о сейсмичности с морфологическими элементами хребтов и ТР;
- синтез результатов анализов и интерпретацию неотектонических и геодинамических особенностей региона.

Апробация результатов и публикации

Результаты исследования докладывались на российских и международных конференциях:

- XIV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (2007, Москва);
- XVII международной научной конференции (школе) по морской геологии (12-16 ноября 2007, Москва);
- Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009, Ростов-на-Дону);
- Третьей международной конференции молодых ученых и студентов «Новые направления исследований в Науках о Земле» (5 - 6 октября 2009, Баку);
- XLII Тектоническом совещании (2009, Москва);
- 4-ых Яншинских чтениях. Современные вопросы геологии (9-11 ноября 2011, Москва);
- AGU Fall Meeting (19-22 декабря 2014, Сан-Франциско).

По материалам диссертации опубликовано 19 работ, из них 7 статей в реферируемых журналах, рекомендованных ВАК.

Объем и структура работы

Работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем работы составляет 156 страниц. В тексте содержится 68 рисунков и 6 таблиц. В списке литературы приведены 156 наименований.

Благодарности

Автор благодарит научного руководителя Александра Олеговича Мазаровича за руководство и за внимание, уделенное этой работе. Также автор благодарит Наталию Николаевну Турко и всех сотрудников лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов за всестороннюю поддержку, обсуждение работы и за совместную работу, которая многому меня научила. Отдельная благодарность Соколову Сергею Юрьевичу за обучение геофизическим и программным аспектам научного познания и помощь в подготовке работы. Также выражаю свою благодарность экипажу и научной группе НИС «Академик Николай Страхов», без которых эта работа не смогла бы состояться. Особенно хочу поблагодарить Анастасию Сергеевну Абрамову за помощь и поддержку. Отдельная благодарность Андрею Владимировичу и Лене Андреевне Зарайским, которые всегда меня поддерживали, Дмитрию Михайловичу Ольшанецкому за неоценимую помощь и терпение. Отдельно автор благодарит Ирину Юрьевну Зарайскую за всё.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА

Географическое положение территории исследования – северная часть Гренландского моря. Границы морей и океанов устанавливает Стандарт Международной Гидрографической Организации S-23 «Границы Океанов и Морей» (Limits..., 1953). Согласно этому документу северной границей Гренландского моря является линия, соединяющая северную точку арх. Шпицберген с северной точкой о. Гренландия. На востоке море ограничено западной береговой линией о. Западный Шпицберген. На юго-востоке граница определяется по линии, соединяющей самую южную точку о. Западный Шпицберген и северную точку о. Ян Майен, вдоль западной береговой линии острова до южного окончания острова, далее до мыса Герпир (65°05' с.ш., 13°30' з.д.) о. Исландия. Юго-западная граница проходит по линии, соединяющей мыс Страумнес (северо-западная точка о. Исландия) и мыс Нансена (68°15' с.ш., 29°30' з.д.) о. Гренландия. Западная граница проходит по береговой линии о. Гренландия, от мыса Нансена до северной точки острова. В северной части Гренландского моря располагаются изученные в ходе исследования орографические объекты: хребет Книповича, зона разлома Моллой, хребет Моллой, зона Шпицбергенского разлома и трог Лена.

В структурном плане в работе рассмотрена граница между двумя тектоническими плитами – Евразийской и Северо-Американской. В пределах изучаемой территории она представлена срединным хребтом Книповича, трансформным разломом Моллой, срединным хребтом Моллой и

Шпицбергенским трансформным разломом. В проливе Фрама границей является рифт Лена.

Первое общее представление о рельефе дна Норвежско-Гренландского бассейна сформировалось к концу XIX – началу XX века благодаря экспедициям Х. Мона и Ф. Нансена и другим британским, датским и норвежским исследованиям. На этом этапе было установлено наличие глубоководных котловин, разделенных валом Мона (Литвин, 1964).

С началом использования на научных судах в 20-ых годах XX века однолучевых эхолотов появилась возможность получать больше данных о глубинах океана. Значительный вклад в изучение региона внесли отечественные исследователи. На геоморфологической карте Северного Ледовитого океана В.Д. Дибнер с соавторами (1965) показали хребет Книповича, соединяющий в единую систему СОХ Северной Атлантики и Арктики.

В 60-ых годах XX века начали широко использовать многолучевой эхолот, сначала для военных целей, а позднее и гражданских (Фирсов Ю.Г., 2010). Такое оборудование позволяет производить непрерывную площадную съемку рельефа дна с высоким разрешением. На данный момент это наиболее эффективный инструмент для изучения дна океана. Основные детальные батиметрические исследования с использованием многолучевых эхолотов в Норвежско-Гренландском и Евразийском глубоководных бассейнах сосредоточены в районах СОХ и континентальных склонах.

Хребты Книповича, Моллой и трог Лена, рассматриваемые в настоящей работе, относятся к хребтам с ультрамедленной скоростью спрединга (Dick et al., 2003). Несмотря на то, что скорость раздвижения плит в этих районах была определена еще в конце 70-ых годов XX века (Minster, Jorden, 1978), в отдельную группу они были выделены только в начале XXI века (Dick et al., 2003). Сложные природные условия Арктики привели к тому, что систематические детальные батиметрические исследования начались только в 80-ых годах XX века.

Основными отечественными работами в области геоморфологии, тектоники и геодинамики Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов являются: Литвин, 1964; Аветисов, 1996; Батулин, 1990; Богданов, 2004; Вербя и др., 2000; Гусев, Шкарубо, 2001; Дибнер и др., 1965; Зайончек и др., 2010; Карасик и др., 1984; Нарышкин, 1998; Пейве и др., 2009; Пейве, Чамов, 2008; Черкашев и др., 2001; Шкарубо, 1996; Шипилов, 2005; Соколов и др., 2014 и другие. Основные зарубежные работы: Sundvor, Eldholm, 1979; Eldholm et al., 1984; Myhre, 1984; Eiken, Austegard, 1987; Myhre, Eldholm, 1987; Crane et al., 1988; Austegard, Sundvor, 1991; Faleide et al., 1991, 1996; Hjelstuen et al., 1996 и другие.

СОХ, которые формируются при очень медленных значениях скорости спрединга (< 2 см/г), представляют собой протяженные поднятия океанического дна с сильно расчлененным рельефом гребневой зоны с широкой и глубоко врезанной рифтовой долиной.

На основании термических характеристик литосферы (Macdonald et al., 1987; Grindlay et al., 1991) принята система сегментации СОХ. Сегменты первого порядка ограничены трансформными разломами, более низкие порядки связаны с разномасштабными смещениями в пределах рифтовой зоны. По результатам последних исследований ультрамедленных СОХ были введены понятия магматического и амагматического сегментов (Астафурова и др., 2000; Dick et al., 2003; Snow, Edmonds, 2007; Klein, 2003; Jokat et al., 2003; Okino et al., 2002). Магматические сегменты являются районами вулканической активности

и представлены поднятиями, ориентированными вдоль, либо косо по отношению к направлению спрединга. Амагматические сегменты представляют собой вытянутые вдоль оси хребта впадины, где аккреция коры происходит параллельно направлению раздвижения плит при непосредственном внедрении мантийных перидотитов. Подстилающая мантия в районе ультрамедленных СОХ «холодная» (Schlindwein et al, 2015), что обуславливает резко расчлененный рельеф с большими амплитудами глубин. По гравиметрическим данным океаническая кора в пределах рифтовой долины тонкая (Jokat et al., 2003; Dick et al., 2003).

Изучение сейсмичности Арктического региона началось в XX веке (Аветисов, 1996). Редкая сеть сейсмологических станций регистрировала отдельные сильные события. В 20-30-ых годах XX века были опубликованы первые каталоги арктических землетрясений, количество событий, зарегистрированных к этому времени, не превышало 100 штук (Аветисов, 1996). Международный Геофизический год (1957-1959 гг.) повлиял на развитие сети станций. В течение XX века количество станций росло, однако этот процесс происходил неравномерно в разных регионах Арктики, что отражается в неоднородности качества данных и нижнего порога определяемых магнитуд. С 2000-ых годов появление большого количества новых станций на территориях Канады, России, Исландии и о. Гренландия сделало сеть более равномерной, хотя и с явным преобладанием станций в западном полушарии (Storchak et al., 2015).

На каждой станции при определении параметров землетрясения используется сферически-симметричная модель распределения свойств внутри Земли, подробность и приближенность к условиям региона которой сильно влияет на точность получаемых данных (Болдырев, 1998). Наиболее точные результаты могут быть получены при условии большого количества регистрирующих станций, их достаточно близкого расположения к эпицентру и равномерности распределения станций вокруг сейсмоактивной области (Болдырев, 1998; Engen et al., 2003). Обширная область Арктического океана имеет серьезные ограничения по всем трем перечисленным параметрам, и, таким образом, параметры очагов землетрясений имеют низкую точность.

Данные о механизмах землетрясений системы СОХ показывают, что упругие деформации литосферы здесь обусловлены субгоризонтальными напряжениями растяжения. В зонах спрединга они реализуются в виде нормальных сбросов, а в трансформных зонах - путем горизонтального сдвига по субвертикальным разломам.

Ряд работ рассматривает особенности сейсмической активности в Арктическом регионе (Аветисов, 1996, 1998; Аветисов и др., 1999; Sigmond, 1992; Engen et al., 2003; Laderach et al., 2011; Schlindwein, 2012; Schlindwein et al., 2015, и др.) В этих работах были определены основные параметры сейсмической активности, пространственная и временная структура, а в некоторых из них также рассмотрены данные микросейсмической активности.

Ряд работ в той или иной степени затрагивает вопрос геодинамической эволюции Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов (Пущаровский, 1976; Карасик, 1980; Карасик и др., 1984; Шипилов, 2005; Гусев, Шкарубо, 2001; Гусев, 2005; Соколов, 2011; Talwani, Eldholm, 1977; Eldholm et al., 1987; Crane et al., 1991; Faleide et al., 1991; Thiede, Myhre, 1996; Mosar et al., 2002; Crane et al., 2001; Torsvik et al., 2002; Engen et al., 2008). Реконструкции показывают, что

хребты Мона и Гаккеля образовались практически одновременно в палеоцене (около 60-55 млн лет назад) и продвигались с юго-запада на северо-восток с образованием глубоководных котловин. Современная конфигурация СОХ и ТР, включающая в себя хребет Книповича, ТР Моллой, хребет Моллой, Шпицбергенский ТР и трог Лена, формировалась с олигоцена (около 34 млн лет назад) до раннего миоцена (21 млн лет назад) – времени раскрытия трога Лена. Продвижение трещинообразования на этом этапе здесь происходило по разломным сдвиговым структурам Шпицбергенской сдвиговой зоны (Talwani, Eldholm, 1977), заложенным в палеоцене (60-57 млн лет назад).

Период с олигоцена по четвертичное время в отечественной литературе рассматривается как неотектонический или новейший этап геологической истории Земли (Трифонов, 1999). Неотектонические движения, особенно позднеплейстоценового-голоценового времени, практически не искажены последующими процессами и доступны для изучения на поверхности планеты. В то же время сейсмичность и геофизические поля позволяют заглянуть под поверхность и получить трехмерную картину неотектонического этапа геологической истории (Трифонов, 1999).

Неотектонический этап на севере Гренландского моря начался с формирования области растяжения и продолжился последующим раскрытием здесь океанического бассейна. Рассматриваемая в данной работе система СОХ и ТР полностью сформировалась на этом этапе развития Земли.

ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

2.1. Батиметрические данные

Во время экспедиций 2006-2010 гг. в 24-27-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов» сбор данных о рельефе дна производился при помощи гидроакустической системы RESON (Дания). Она включала в себя глубоководный многолучевой эхолот RESON SeaBat 8150, который после 24-го рейса был модифицирован до версии 7150, а также GPS антенну, сенсор движения судна OCTANS, датчики скорости звука у антенн эхолота (SVP-70) и в водной толще (SVP-30).

Для картирования района хребта Книповича был использован глубоководный эхолот, который имеет частоту гидроакустического сигнала 12 кГц и генерирует 234 луча шириной $2^\circ \times 2^\circ$, угол обзора – 150° . Для получения сплошного покрытия расстояние между галсами варьировалось между 4 и 7 км, в зависимости от глубины океана. WGS84 был использован в качестве горизонтального датума. За вертикальный датум был принят средний уровень океана. Полученные батиметрические данные были обработаны на борту судна в программном пакете PDS2000. В результате была получена цифровая модель рельефа (ЦМР) с ячейкой 100×100 м, визуализация которой производилась в программных пакетах Surfer и ArcGIS.

В работе были использованы общедоступные данные многолучевого эхолотирования для районов хребта Гаккеля, Гренландского моря и пролива Фрама, полученные американскими военно-морскими силами совместно с Национальным Научным Фондом США по программам SCICEX-98, и SCICEX-99 (Edwards et al., 2001), международной программой AMOR 2001 (Michael et al., 2001), а также данные разных лет Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (AWI) (Klenke, Schenke, 2002).

Для общей характеристики рельефа дна в районах, в которых отсутствует

детальная съемка, использовалась Международная батиметрическая карта Арктического Океана IBCAO 3.0 (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) (Jakobsson et al., 2012). Данная ЦМР является в настоящее время наиболее представительным собранием батиметрических данных на район Северного Ледовитого океана. Она составлена с мультиразрешением, т.е. участки грида, где расчет глубин происходит при использовании данных многолучевых эхолотов, имеют ячейку 500×500 м, а разрешение остальных участков определяется расстоянием между точками промеров глубин.

Все вышеописанные ЦМР были собраны автором в единую базу данных исследуемого региона в программной среде ArcGIS, в которой производился дальнейший анализ. Были получены морфометрические параметры: характерные глубины, расстояния, углы наклона склонов, превышения относительно глубины окружающего дна и т.п. Также были определены значения азимутов ориентации всех основных элементов рельефа: от оси рифтовой долины до осложняющих ее склоны террасовидных уступов. В результате работы были построены карты, трехмерные модели рельефа и серия продольных и поперечных профилей рельефа.

2.2. Сейсмологические данные

В работе проанализированы данные по землетрясениям Северной Атлантики и Арктики с магнитудой $M_b > 3$ за период с 1978 по 2012 гг. включительно из каталога Advanced National Seismic System (Усовершенствованной Национальной Сейсмологической Системы, США) (<http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>, doi:10.7932/NCEDC).

Данные в каталоге фильтруются, чтобы избежать дублирования событий (<http://quake.geo.berkeley.edu/anss/anss-detail.html#catalog-creation>). В каталоге содержатся события с 1920 года, а для Арктического региона с 1963 г. К 1964 г. была разработана единая методика Международного Сейсмологического Центра для обработки первичных данных станций (Болдырев, 1998). Систематические данные ($M_b > 4$) для Арктического региона стали поступать с 1980-ых годов. В настоящем исследовании используются данные о землетрясениях, зарегистрированных после 1978 г.

При ширине дна рифтовой долины до 15-20 км необходимо, чтобы ошибка в определении координат эпицентра не превышала 15 км. При условии что в исходном каталоге одна запись описывает одно землетрясение, для достижения необходимой точности можно использовать события с магнитудой $M_b > 4,0$, при этом станций, зарегистрировавших их, должно быть не менее 12 (Engen et al., 2003). Для зоны СОХ более слабые события также представляют интерес, они составляют 8,5 % данных. Такие события были включены в анализ с учетом того, что ошибка в определении координат может достигать 50 км. Такая точность позволяет отнести то или иное событие к определенному сегменту рифтовой долины, но без привязки к той или иной морфоструктуре.

Наиболее употребимой в каталоге является магнитуда объемных волн (M_b). События с другими магнитудами до 2000-ых годов встречаются единично, наиболее широко они используются в последнее десятилетие. Пересчет магнитуд в данной работе не производился.

Таким образом, анализируемая выборка унифицирована по методу расчета магнитуды и по точности определения координат очага. Конечная выборка имеет пропуски зарегистрированных событий как по диапазону магнитуд, так и по пространственному распределению, что учитывалось

автором при последующем анализе данных и построении теоретических выводов. Конечная выборка содержит 314 событий, что составляет чуть более половины начального количества событий, имеющих в каталоге.

Анализ производился отдельно для каждой рифтогенной и трансформной структуры региона. Автором были построены следующие гистограммы:

- динамики частоты землетрясений во времени;
- распределения частоты землетрясений по магнитуде;
- пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси структуры;
- частоты землетрясений вдоль оси структуры.

А также графики:

- пространственно-временного распределения землетрясений;
- повторяемости землетрясений.

Для расчета количества энергии, выделяемой при землетрясении, использовалось соотношение между магнитудой (M) и излученной энергией (LgE):

$$LgE = 5,8 + 2,4M \text{ (Касахара, 1985)}$$

Закон повторяемости Гутенберга-Рихтера используется для описания характера сейсмической активности тектонических структур. В общем виде закон представлен выражением:

$$LgN_m = a - bM \text{ (Gutenberg, Richter, 1949),}$$

где N_m количество землетрясений с магнитудой M и выше в единицу времени, a и b – постоянные.

Визуальный анализ приуроченности сейсмических событий к выявленным при морфологическом анализе тектоническим структурам был произведен в программной среде ArcGIS.

Для определения вида разрывных тектонических нарушений были привлечены сведения о фокальных механизмах землетрясений из каталога Гарварда, полученные по методу тензора момента центроида (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Для Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама в каталоге определено 97 фокальных механизмов.

ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

3.1. Рельеф хребта Книповича

Хребет Книповича располагается в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Он протягивается на 500 км от хребта Мона на юге до трансформного разлома Моллой на севере. Скорость формирования океанической коры на хребте Книповича по оценке П.Р. Вогта с соавторами (Vogt, et al., 1982), с которой хорошо согласуются данные К. Крейн с соавторами (Crane et al., 1982), а также А.М. Карасика с соавторами (Карасик и др, 1984), составляет в среднем 1,4 см/год.

В течение 24, 25, 26 и 27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» была проведена детальная многолучевая батиметрическая съемка северного и южного окончаний хребта Книповича и дна рифтовой долины на всем ее протяжении (рис. 1). В рельефе дна хорошо выделяется лишь рифтовая долина. Рифтовые горы западного фланга включают в себя четыре гряды, расположенные

параллельно простиранию осевой депрессии. Восточный борт поднятия погребен под осадками континентального склона. Здесь располагаются отдельные поднятия, маркирующие положение наиболее высоких пиков зоны рифтовых гор.

Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание. Поперечный профиль рифтовой долины V-образный. Борты осложнены террасовидными уступами. Ступенчатые сбросы нарушают фундамент и весь перекрывающий его осадочный чехол, что указывает на сравнительно недавний возраст дислокаций растяжения. Уступы расположены довольно часто, с 500-метровым шагом по глубине друг относительно друга.

Ширина рифтовой долины на севере хребта достигает 30-40 км, а в центральной и южной частях сужается до 20 км. Детальное картирование показало наличие на дне рифтовой долины протяженных ромбовидных впадин с глубинами до 3400 м, разделенных пятью косо ориентированными поднятиями с вершинами на глубинах от 2800 м до 3000 м. Поднятия осложнены вулканическими постройками центрального типа, хорошо дешифрируемыми по детальным батиметрическим данным, полученным в рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Характер отражения акустического сигнала от дна, полученный гидролокатором бокового обзора (ГБО) (Crane et al., 1995), указывает на то, что поднятия являются молодыми вулканическими постройками, что подтверждается материалом, поднятым во время драгирования и пробоотбора трубками в рейсах НИС «Академик Николай Страхов». В 24 рейсе (Научный отчет..., 2006) в районе северных поднятий на дне рифтовой долины (77°54' с.ш. и 77°24' с.ш.) были получены относительно свежие базальты с незначительной степенью выветривания закалочного стекла. В то же время в пределах впадин вулканизм практически отсутствует.

Описанные признаки являются характерными для ультрамедленных хребтов. В пределах хребта Книповича используется следующая сегментация: поднятия в пределах рифтовой долины являются магматическими сегментами, а понижения – амагматическими. Д. Кьюритц с соавторами (Curewitz et al., 2010), опираясь на батиметрические и гравиметрические данные, выделили вдоль оси хребта 5 магматических и 6 амагматических сегментов (рис. 1, 2Б).

Смысл локальных минимумов гравитационных аномалий в редукции Буге в осевой части медленных спрединговых хребтов состоит в выражении плотностных минимумов в коре, обычно ассоциируемых с магматизмом повышенной продуктивности (Дмитриев и др., 1999), при этом в рельефе формируется общее повышение уровня дна рифтовой долины со специфической морфологией, осложненное вулканическими постройками центрального типа, увеличивается мощность базальтового слоя, повышается сейсмический фон и т.д.

Приведенный в работе (Curewitz et al., 2010) вариант сегментации (рис. 2Б) обладает рядом особенностей. Соответствие минимумов аномалий Буге и максимумов рельефа (см. красные стрелки на рис. 2Б) существует от северного окончания хребта Книповича приблизительно до его средней части (~76°), где наблюдается изменение простирания оси. Южнее ситуация меняется. Здесь максимумам рельефа не соответствуют выраженные минимумы аномалий Буге ниже фонового значения (см. синие стрелки на рис. 2Б), либо они имеют амплитуду на уровне фона, что говорит об отсутствии магматического разуплотнения в верхней мантии.

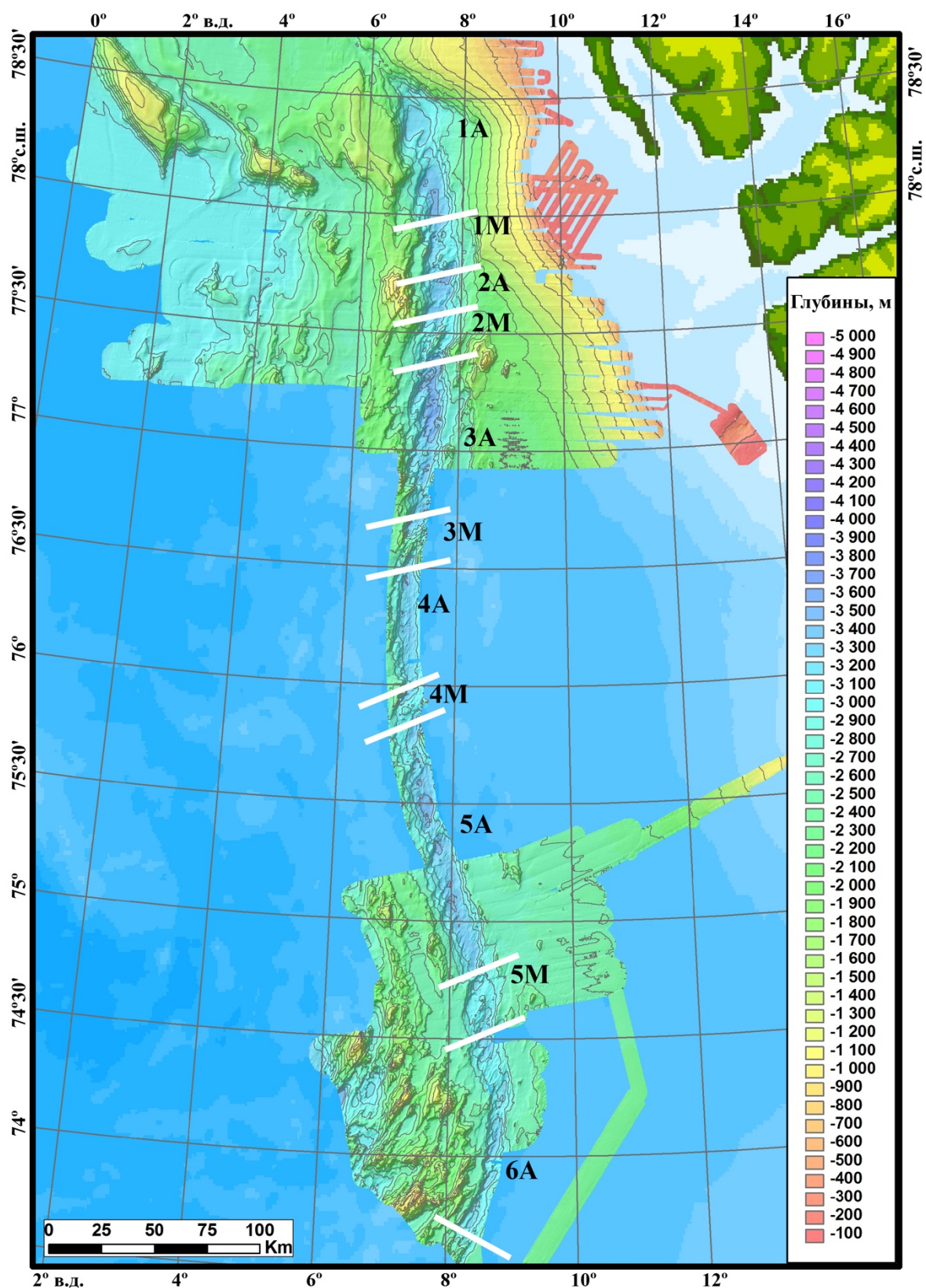


Рис. 1. Рельеф хребта Книповича. Компиляция результатов детальных батиметрических съемок в 24, 25, 26 и 27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Белые линии – границы сегментов (Curewitz et al., 2010), А – амагматические, М – магматические сегменты.

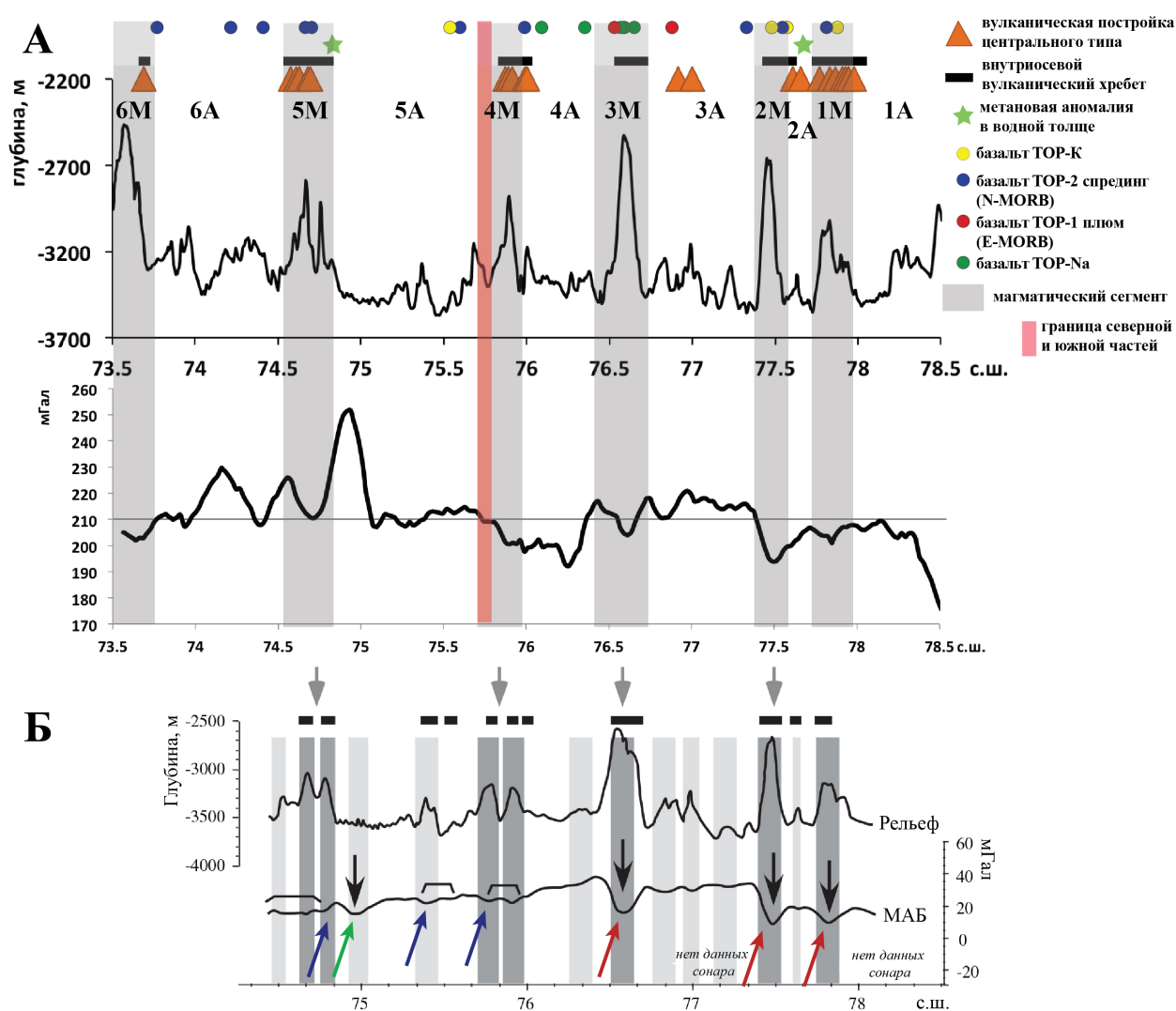


Рис. 2. Сегментация хребта Книповича.

А – корреляция, составленная автором по данным: аномалий Буге (внизу) (по Forsberg, Kenyon, 2005), рельефа дна (вверху) (экспедиции НИС “Академик Николай Страхов”), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа, типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006) и метановых аномалий в водной толще (Черкашев и др., 2001). Горизонтальная линия на профиле аномалий Буге – фоновое значение поля.

Б – сегментация хребта Книповича (Curewitz et al., 2010): батиметрический вдольосевой профиль (вверху), вдольосевой профиль мантийных аномалий Буге (внизу).

Условные обозначения: серые стрелки – внеосевые цепи подводных гор; темно-серые вертикальные полосы – магматические устойчивые сегменты; светло-серые вертикальные полосы – локальные слабовыраженные поднятия на дне рифтовой долины; черные горизонтальные линии – участки дна с холмистым рельефом лавовых потоков и хребтов с подушечными лавами, определенными по сонарным данным; черные стрелки и скобки – минимумы мантийных аномалий Буге; синие стрелки – поднятия рельефа без выраженных минимумов аномалий Буге; красные стрелки – поднятия рельефа с выраженными минимумами аномалий Буге; зеленая стрелка – отсутствует положительная форма рельефа при выраженном минимуме аномалий Буге.

Возможным механизмом формирования поднятий может быть подъем бортов хребта в «сухих» условиях за счет изостатического выравнивания в зоне с компонентой растяжения (Орленок, 2000). В районе 75° с.ш. зафиксирован минимум аномалий Буге (см. зеленая стрелка на рис. 2Б), которому не соответствует положительная форма рельефа. Либо здесь магматизм еще не начался, либо сформировано разуплотнение без магматического процесса за счет начальной стадии серпентинизации. В пользу последней интерпретации говорит наличие метановой аномалии (Черкашев и др., 2001) в водной толще. Таким образом, интерпретация магматических и амагматических сегментов (Curewitz et al., 2010), приведенная на рисунке, не является однородной.

Расчет гравитационных аномалий в редукции Буге, использованный в работах (Okino et al., 2002, Curewitz et al., 2010) для сегментации хребта Книповича (рис. 2Б), проведен по методике (Kuo, Forsyth, 1988). Одна из ее особенностей заключается в том, что для редукции плотностных неоднородностей верхней части разреза литосферы используется предположение о равномерной мощности коры в рифтовой долине и на флангах (6000 м). Выбранное значение может привести к существенным ошибкам при расчетах для ультрамедленных спрединговых хребтов с низкой продуктивностью магматизма, где по данным глубинного сейсмического зондирования мощность коры составляет около 3-4 км (Ritzman et al., 2002; Jokat et al., 2003; Jokat et al., 2012; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007 и др.).

На рисунке 2А представлена корреляция, составленная автором по данным гравитационных аномалий в редукции Буге Р. Форсберга и С. Кеньона (Forsberg, Kenyon, 2005), рассчитанных по классической методике (Гайнанов, Пантелеев, 1991), осевого рельефа рифтовой долины и положения вулканических построек центрального типа (результаты экспедиционных работ НИС «Академик Николай Страхов»), а также типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006) и метановых аномалий в водной толще (Черкашев и др., 2001).

Аномалии Буге вдоль оси хребта Книповича имеют средний уровень около 210 мГал (рис. 2А). Северная часть хребта начиная с широты 75.7° -75.8° приобретает серию минимумов на 10-20 мГал ниже фонового значения, которые в целом соответствуют положительным формам рельефа. В этих местах наблюдаются поднятия на дне рифтовой долины, осложненные отдельными вулканическими постройками центрального типа. В случае сегментов 3М и отчасти 2М группа вулканических конусов смещена на север. Положение этих построек может быть объяснено нестабильностью магматического процесса на хребте Книповича, например, за счет миграции напряжений, создающих поднятия дна рифтовой долины к югу от магматических очагов. Разнообразие типов базальтового вулканизма вдоль северной части хребта Книповича говорит о том, что процесс поставки магматического материала здесь более развит.

В южной части хребта картина меняется. Здесь происходит изменение простирания оси с 0°-7° на 343°-350°. Соответственно, уменьшается угол (α) между направлением простирания оси и направлением растяжения. Для южной части хребта Книповича он составляет 37°.

Сегмент 5А (рис. 2А) не содержит минимумов аномалий Буге и положительных форм рельефа, таких как внутриосевые поднятия и вулканы. На широте 74.9° расположен максимум аномалий Буге, который совпадает с обнаруженным ранее (Черкашев и др., 2001) проявлением метана. Возможно,

что данная аномалия связана с выходами ультраосновных пород, серпентинизация которых и привела к выделению газа. Сегмент 6А имеет повышенный средний фон аномалий Буге – 215 мГал, и стандартный срединговый тип магматизма. В пределах магматического сегмента (5М) положительному рельефу не соответствует минимум аномалий Буге.

Таким образом, в районе хребта Книповича можно выделить еще один уровень сегментации. Две части рифтовой долины к югу и северу от широты 75.7° - 75.8° с.ш. представляют собой два крупных сегмента. В верхней мантии, подстилающей северный сегмент, по данным анализа гравитационных аномалий в редукции Буге фиксируются устойчивые области разуплотнения, тогда как в южном сегменте такие области отсутствуют. Сегменты отличаются как интенсивностью магматической активности, так и особенностями кинематики спрединга (Кохан и др., 2012). Внутри них существуют локальные магматические и амагматические сегменты (Okino et al., 2002) более низкого порядка с различными свойствами. В северном сегменте сформировались протяженные внутриосевые поднятия и относительно небольшие переуглубленные амагматические депрессии, тогда как в южной части значительные по протяженности амагматические сегменты разделены редкими вулканическими поднятиями.

3.2. Рельеф зоны разлома Моллой

Зона разлома Моллой протягивается на 120 км от хребта Книповича к хребту Моллой. Азимут простирания оси разлома составляет 305°, что соответствует направлению раздвижения плит (307°) (DeMets et al., 1990).

Зона разлома выражена в рельефе узкой депрессией с глубиной до 2600 м, расширяющейся в направлении к хребту Моллой. В центральной части структура зоны разлома начинает усложняться, и в восточной части на дне депрессии выделяется три субпараллельных понижения. Западная часть имеет V-образный асимметричный профиль с крутым южным и пологим северным бортами, который на 300-400 м ниже и погребен под толщей осадков континентального склона. Осадки континентального склона нарушены субвертикальными сбросами. Данные непрерывного сейсмического профилирования 27 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (Зайончек и др., 2011) показывают, что эти структуры прослеживаются по всей мощности проникновения акустического сигнала под поверхность осадков (~350 м). Данная зона является потенциально опасной для образования подводных оползней.

3.3. Рельеф хребта Моллой

Хребет Моллой является самым коротким отрезком срединно-океанических хребтов в исследуемом районе. Он протягивается на 63 км. Ось хребта располагается практически ортогонально направлению раздвижения плит по азимуту 20°. Ширина рифтовой долины составляет 30 км. Глубины в осевой части достигают 4500 м, средняя глубина составляет 3800 м. Профиль V-образный.

У сочленения рифтовой долины с зоной разлома Моллой расположена одноименная нодальная впадина. Это наиболее глубокая депрессия в рассматриваемом регионе: максимальная глубина достигает 5500 м. Впадина имеет изометричную форму и корытообразный продольный профиль. Ее диаметр от бровки до бровки составляет 35 км, а диаметр широкого и плоского

днища 20 км. С юга, востока и севера впадина ограничена прямыми крутыми склонами, на западе склон более пологий и ступенчатый. На пересечении со Шпицбергенской зоной разлома сформировалась еще одна нодальная впадина Хайес (Bonatti, Michael, 1989), вытянутая вдоль простирания разлома. Максимальная глубина впадины составляет 4500 м. Дно рифтовой долины имеет глубину 3600 м. В центральной части располагается осевое поднятие. Минимальной глубины 1500 м достигает гора Атла, расположенная в южной части рифтовой долины. Гора вытягивается вдоль северного борта впадины Моллой на 10 км.

Восточный борт хребта Моллой перекрыт мощными толщами осадков, сносимыми с баренцевоморского шельфа. Здесь по детальному батиметрическому картированию выявлен подводный оползень (Freire et al., 2014). Западная гребневая зона имеет три гряды, вытянутые параллельно оси рифтовой долины. Минимальная глубина в районе первой гряды достигается в районе горы Эстла (1700 м). Она ориентирована параллельно рифтовой долине хребта Моллой. В районе второй гряды расположена гора Элп (1600 м).

3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома

Зона Шпицбергенского разлома протягивается на 155 км по азимуту 310°, между хребтом Моллой и трогом Лена. Шпицбергенский разлом практически параллелен разлому Моллой. Активная часть разлома вне зоны пересечения со спрединговым хребтом имеет пологий южный склон и крутой северный. В районе пересечения с хребтом профиль ТР V-образный с одинаковым уклоном склонов. ТР представляет собой правосторонний сдвиг, соответствующий направлению раздвижения Евразийской и Северо-Американской плит. Глубина осевой части разлома уменьшается с 4300 м до 2800 м в направлении от оси хребта Моллой.

Батиметрические данные в западной части Шпицбергенского ТР не открыты для широкого доступа. Наилучшее представление о рельефе дает ЦМР IBСАО 3.0 (Jacobsson et al., 2012). Разлом расширяется у зоны пересечения с хребтом Моллой. Северный борт осложнен хребтом, протягивающимся параллельно ТР на 40 км, ширина основания которого составляет 15 км.

3.5. Рельеф трога Лена

Трог занимает центральное положение в проливе Фрама. На севере он сочленяется с хребтом Гаккеля под углом 90°. В данном районе проходило несколько рейсов НИС «Поларштерн» немецкого Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера, ЦМР не открыта для публичного использования, но она частично использована в работе (Snow et al, 2011), карта из этой статьи дополнила анализ рельефа на основе ЦМР IBСАО 3.0 (Jakobsson et al., 2012).

Трог Лена является океаническим рифтом (Snow et al., 2011) в начальной стадии развития и в рельефе выражен сложной системой депрессий и поднятий.

Пролив Фрама имеет ширину около 120-150 км. Трог Лена протягивается на 250 км от зоны Шпицбергенского разлома до хребта Гаккеля. В структурном плане трог Лена формирует впадину пролива Фрама. Скорость раздвижения здесь оценивается в 1,3 см/год (DeMets et al., 1990; Ehlers and Jokat, 2009). Депрессия рифтовой долины имеет глубины от 3200 м до 4700 м. По бортам можно выделить по одной гряде рифтовых гор, представленных эшелонированными, вытянутыми вдоль простирания оси под небольшим углом

в ЮЮЗ-ССВ направлении отдельными поднятиями. Рифтовая долина врезана между Шпицбергенским и Гренландским континентальными склонами, подножие которых переходит в борта долины. В ее пределах ориентация осложняющих структур также имеет ЮЮЗ-ССВ направление. Ширина рифтовой долины составляет 20-30 км.

На протяжении всего трога отсутствуют поперечные разломы. Ранее выделялись два возможных нарушения в районе $81^{\circ}20'$ с.ш. и $81^{\circ}50'$ с.ш. (Engen et al., 2003), однако данные детальной батиметрии не подтвердили их наличие (Snow et al., 2011). В центральной части рифтовой долины располагается хребет, расположенный субпараллельно ее оси и протягивающийся от сочленения с зоной Шпицбергенского разлома до $82^{\circ}20'$ с.ш. В литературе хребет получил название «Лакки». Он является осевым поднятием фундамента и возвышается над дном рифтовой долины на 1500 м (Snow et al., 2011). От Шпицбергенского разлома до $81^{\circ}30'$ с.ш. хребет Лакки дугообразно изгибается от восточного борта рифтовой долины к западному. От $81^{\circ}30'$ с.ш. до $82^{\circ}20'$ с.ш. он протягивается параллельно западному борту долины, северное окончание изгибается косо поперек дна рифтовой долины и заканчивается у ее восточного борта. Хребет Лакки состоит из цепочки поднятий, сочлененных в протяженный хребет с отдельными пиками. Северную часть рифтовой долины, между $82^{\circ}20'$ с.ш. и областью сочленения с хребтом Гаккеля, занимает опущенный блок с выровненным днищем и террасированными склонами. Здесь были получены образцы пород, которые представляли собой свежие базальты, по своему геохимическому составу относящиеся к Западной Вулканической Зоне хребта Гаккеля (Snow et al., 2011).

Трог Лена представляет собой протяженный рифт без крупных очагов магматической активности или вулканов центрального типа (Snow et al., 2011). Результаты драгирования коренных пород на бортах хребта Лакки показывают, что трог является амагматическим сегментом СОХ на всем своем протяжении (Laderach et al., 2010).

ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ

4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича

В районе хребта Книповича происходят сейсмические события в диапазоне магнитуд 3,6-5,7. Анализ сейсмичности показал, что зарегистрированное землетрясение с магнитудой $M_b=5,7$ является самым сильным в пределах ультрамедленных СОХ Северной Атлантики и Арктики.

Максимальное количество энергии на хребте Книповича выделяется в районе 76° с.ш. В этой зоне происходят наиболее сильные землетрясения, характерные для деформаций холодных блоков океанической коры, таких как зоны ТР. На хребте Книповича подобные структуры отсутствуют, однако на 76° с.ш. наблюдается изменение простирания оси хребта. При приближении к сочленению с хребтом Мона количество выделяемой энергии также увеличивается. При этом суммарная выделившаяся энергия значительно ниже из-за меньшей магнитуды землетрясений.

На карте хребта Книповича (рис. 3) показано, что в его пределах выделяются три области, к которым приурочена повышенная сейсмическая активность. Первая расположена в области сочленения с хребтом Мона, вторая

– в центральной части (76° с.ш.), а третья находится в области сочленения хребта Книповича и зоны разлома Моллой.

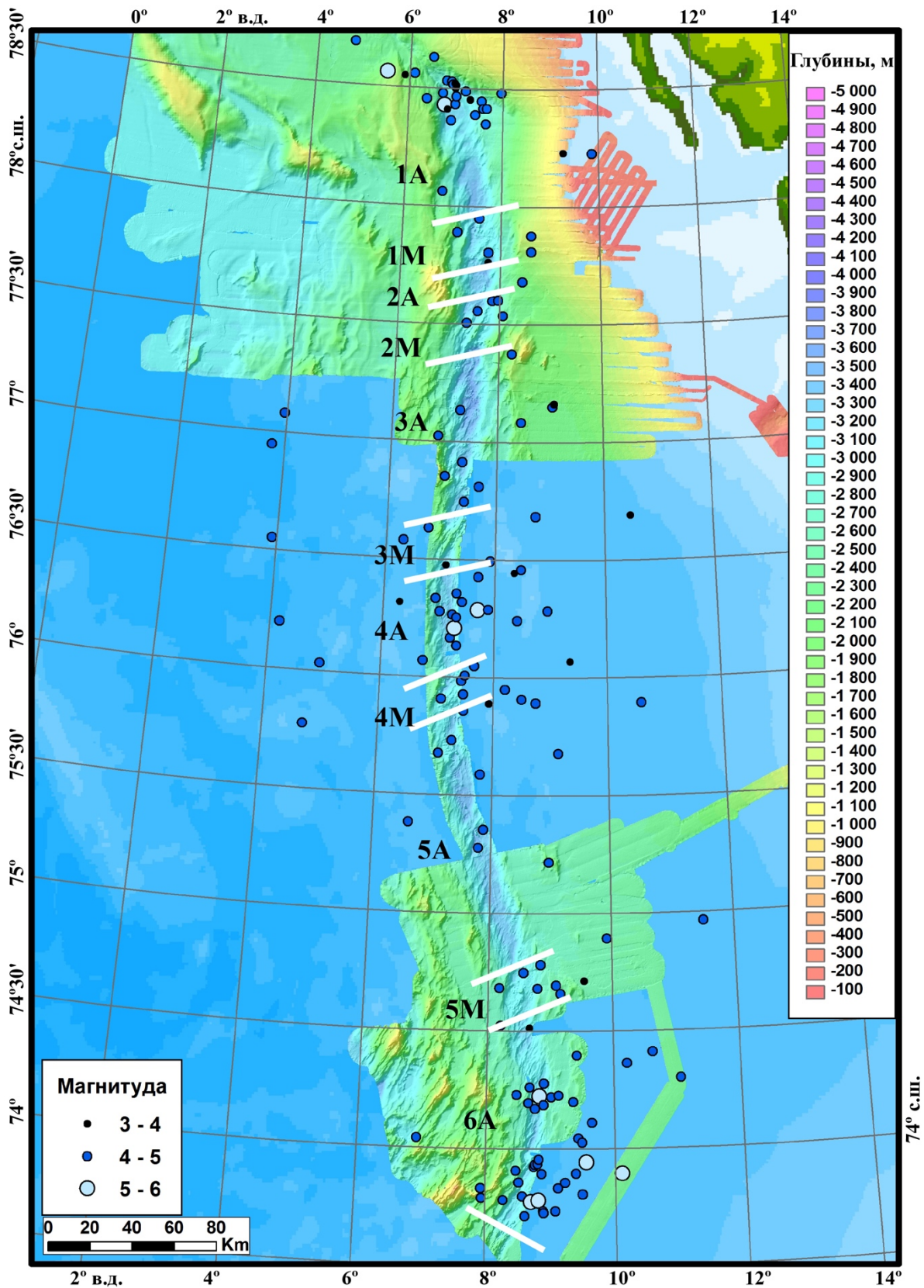


Рис. 3. Эпицентры землетрясений в районе хребта Книповича. Белыми линиями отмечены границы сегментов. Глубины, м.

В пределах рифтовой долины наблюдается смещение активности к восточному борту. Отдельные землетрясения регистрируются на Шпицбергенском континентальном склоне. Они могут быть вызваны вертикальными смещениями, возникающими в коре при быстром накоплении осадков (Schlindwein et al., 2015).

Магматические сегменты более сейсмически активны, чем амагматические. Это объясняется тем, что процесс внедрения даек сопровождается повышенной фоновой сейсмичностью $M_b > 4$ (Болдырев, 1998). Однако землетрясения с наибольшей магнитудой зарегистрированы в пределах сегментов 4А и 6А, и в целом здесь наблюдается повышенный сейсмический фон. Практически не происходит землетрясений в районе сегмента 1А и в области наиболее протяженного сегмента 5А. Как было показано в работе Д. Кьюрвитц с коллегами (Curewitz et al., 2010) в пределах рифтовой долины амагматических сегментов наблюдаются короткие редкие тектонические нарушения, так как магнитуда землетрясений прямо пропорциональна протяженности разлома (Уломов, 1999), здесь наблюдаются редкие отдельные землетрясения с магнитудой $M_b > 3$.

Данные о микросейсмичности сегментов 3А, 3М и 4А, полученные в двухдневный период донными сейсмометрами, установленными в ходе рейса ARK-XXIV/3 2009 года на НИС «Полярштерн» (Jokat et al., 2012; Schlindwein et al., 2015), показывают, что активность сфокусирована в днище рифтовой долины, а глубина гипоцентров постепенно уменьшается с 20-25 км до 5-10 км в сторону сегмента 3М. При мощности коры до 4 км (Ritzman et al., 2002; Jokat et al., 2012) очаги землетрясений с магнитудой $M_b < 2$ регистрируются достаточно глубоко в верхней мантии. Очаги распределяются куполообразно с вершиной под сегментом 3М, что отражает термическую структуру литосферы (Schlindwein et al., 2015). Между сегментами 3А и 4М расположена широкая область разуплотненного магматического вещества.

Большинство решений фокальных механизмов землетрясений на протяжении хребта Книповича представляют собой сбросы, что соответствует современным представлениям о динамике СОХ. Простирации поверхностей сместителей ориентированы по азимуту 30° , т.е. под углом к простираанию оси хребта и субпараллельно простираанию вулканических поднятий и разломов. Однако определяются редкие события с механизмами сжатия (в северной части западного фланга) и сдвига (в районе 76° с.ш.).

4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой

В зоне ТР Моллой с 1978 по 2012 гг. было зарегистрировано 32 события, удовлетворяющих условиям исследования.

Распределение магнитуд сдвинуто в сторону сильных событий. Диапазон магнитуд - $M_b = 3,3-5,7$. Максимальное количество землетрясений зарегистрировано в области сочленения ТР с хребтом Книповича. Здесь наблюдается стабильная во времени и наиболее разнообразная по магнитудам активность. В районе между хребтами Книповича и Моллой зарегистрированы только единичные события. Область сопряжения с центром спрединга Моллой отмечена небольшим повышением сейсмической активности. Фокальные механизмы для ТР Моллой решаются как сдвиги с плоскостью сместителя параллельной оси ТР.

В целом сейсмическая активность ТР Моллой несколько ниже, чем на других ТР, однако диапазон магнитуд, преобладающая магнитуда и решения

фокальных механизмов характерны для трансформного разлома (Болдырев, 1998).

4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой

С 1978 по 2012 гг. зарегистрировано 36 событий, использованных в анализе.

Зарегистрированные события распределены в узком диапазоне магнитуд - 3,4-4,8, что характерно для сейсмичности спрединговых центров (Болдырев, 1998). В пределах дна рифтовой долины зарегистрировано всего три события. Большая часть эпицентров расположена в районах склонов и рифтовых гор с небольшим превалированием активности в пределах западного борта хребта, где зарегистрированы события со средними значениями магнитуды. Слабые события происходят на восточном борту рифтовой долины, поверхность которого перекрыта мощной толщей осадков.

Фокальные механизмы имеют решения сброса с плоскостью сместителя параллельной оси рифтовой долины, что подтверждает ортогональное растяжение в этом районе.

Таким образом, рассмотренный хребет Моллой обладает наиболее «классическими» для обстановки спрединга характеристиками. Преобладание сейсмической активности низкой и средней магнитуды, распространение эпицентров в пределах всей зоны хребта, от днища рифтовой долины до первой гряды рифтовых гор, и фокальные механизмы сбросов с плоскостью сместителя параллельной оси рифтовой долины характеризуют обстановку ортогонального спрединга, когда ось хребта располагается перпендикулярно направлению раздвижения плит.

4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома

В районе Шпицбергенского ТР с 1978 по 2012 гг. зарегистрировано 49 событий, вошедших в анализ.

Уровень сейсмичности схож с рассмотренным для ТР Моллой. Диапазон магнитуд 3,8-5,3. Это меньше, чем в районе ТР Моллой, но, в отличие от хребтов Моллой и Лена, в данном районе были зарегистрированы землетрясения с магнитудой больше $M_b=5$. Шпицбергенский ТР активен в зонах сочленения со спрединговыми центрами Моллой и Лена. Эпицентры землетрясений распределены как в зоне разлома, так и южнее его.

Фокальные механизмы имеют решения сдвига с плоскостью сместителя параллельно оси разлома.

Таким образом, проведенный анализ сейсмических данных зоны между хребтом Книповича и трогом Лена, показывает наличие активных неотектонических процессов, характерных для дивергентных и трансформных границ плит.

4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена

В районе рифта Лена зарегистрировано 71 событие с 1978 по 2012 гг., удовлетворяющее условиям данного исследования.

В целом сейсмическая активность трога Лена ниже, чем в районе хребта Книповича, и немного выше, чем на хребте Моллой. Землетрясения происходят в диапазоне магнитуд 3,3-5. События распределены на всем протяжении с некоторым уменьшением количества в северном направлении. В южной части трога Лена события располагаются на западном борту. На восточном борту и в пределах дна рифтовой долины они практически не регистрируются. В северной

части эпицентры концентрируются на дне широкой рифтовой долины, а севернее 82° с.ш. активность снижается до единичных событий. Землетрясения на бортах внутриосевого хребта Лакки располагаются в его северной части, где он занимает центральное положение на дне рифтовой долины. Вулканическая активность смещена на западный борт, что дает основания полагать, современная активная зона разлома смещается в этом направлении (Läderach et al., 2010).

Фокальные механизмы трога Лена имеют решения сбросов с плоскостью сместителя, ориентированной под углом к оси рифтовой долины параллельно тектоническим нарушениям, осложняющим ее дно.

4.6. Отношение Гутенберга-Рихтера для ультрамедленных хребтов и трансформных разломов Арктического региона

В общем случае отношение Гутенберга-Рихтера ($\log N = a - bM$) имеет высокое значение коэффициента b для зон спрединга (Francis, 1968). Большое количество деформаций, характерных для данной геодинамической обстановки, слабо сейсмичны (Wyss, 1973). Внедрение даек и изостатическое поднятие бортов рифтовой долины сопровождаются частыми и слабыми землетрясениями. Понижение значения коэффициента b происходит в областях развития трансформных разломов (Болдырев, 1998).

Согласно полученным нами графикам повторяемости (рис. 4), количество землетрясений имеет прямую зависимость от магнитуды при $M_b \geq 4,4$. Увеличение количества сильных землетрясений приводит к уменьшению коэффициента b . Наименьшие значения b установлены для ТР Моллой ($b=1,39$) и Шпицбергенский ($b=1,09$), где разрядка напряжений происходит за счет сильных землетрясений. Полученные нами данные для этих зон ТР не противоречат результатам О. Энгена с коллегами (Engen et al., 2003). Для спрединговых участков коэффициенты b увеличиваются. Так, хребет Мона ($b=2,08$), хребет Гаккеля ($b=2,33$), трог Лена ($b=2,32$) и хребет Моллой ($b=2,18$) имеют значения больше 2, т.е. разрядка тектонических напряжений происходит преимущественно за счет частых слабых событий. При этом хребет Книповича имеет коэффициент $b=1,63$, т.е. на фоне большого количества слабых событий происходят редкие сильные землетрясения, характерные для зон ТР.

Дополнительно нами были получены значения коэффициента b для других участков Срединно-Атлантического хребта. Отношение Гутенберга-Рихтера ТР Романш составило $b=1,06$, а ТР Эндрю-Бейн $b=1,01$. Также был посчитан коэффициент для ультрамедленного спредингового хребта Кольбенсей ($b=2,77$), расположенного к северу от о. Исландия. Еще одним примером ультрамедленного центра «косого» спрединга является хребет Рейкьянес, расположенный к югу от о. Исландия. Он существует в условиях влияния исландского мантийного плюма, т.е. при повышенной магматической активности. Коэффициент b в северной части хребта, наиболее подверженной влиянию плюма, составил $b=2,25$, а в южной части - $b=2,14$. Для рассматриваемых СОХ значение коэффициента не зависит от характера магматической активности.

Таким образом, хребет Книповича имеет аномальное значение коэффициента b для структур Арктического и Северо-Атлантического регионов. Сейсмическая активность, в которой повышена доля землетрясений с низкой магнитудой, в сочетании с сильными событиями отражает наложение спрединговых и трансформных процессов.

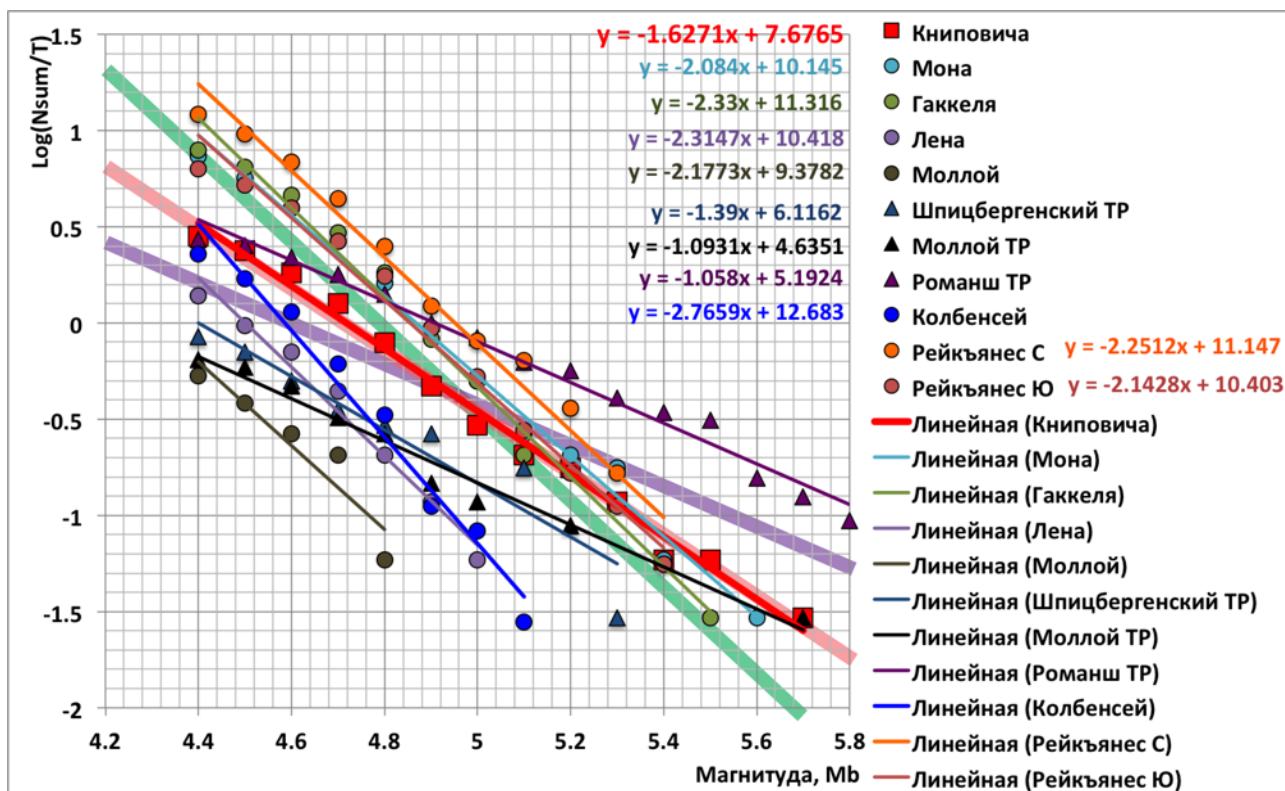


Рис. 4. Графики повторяемости землетрясений. Линии трендов (наклоны графиков повторяемости): зеленая – для зон спрединга; фиолетовая – для трансформных зон; розовая – для хребта Книповича.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ НЕОТЕКТониКИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ

5.1. Особенности формирования генеральных структур в северной части Гренландского бассейна

Система спрединговых хребтов и трансформных разломов в северной части Гренландского бассейна сформировалась на новейшем этапе эволюции земной коры. Изменение направления движения тектонических плит привело к перестройке сформированной здесь в палеоцен-эоценовое время Шпицбергенской сдвиговой зоны. Тектоническая реконструкция (Eldholm et al., 1987), основанная на геофизических данных, показывает, что к моменту изменения направления движения Северо-Американской плиты здесь была сформирована система разломов, образовавшихся в условиях обширной правосдвиговой деформации. Изменение направления основных движущих сил в раннем олигоцене привело к раскрытию пролива Фрама, соединяющего Евразийский и Норвежско-Гренландский океанические бассейны. При этом общая конфигурация структур растяжения была унаследована от положения разломов Шпицбергенской сдвиговой зоны, что привело к развитию косо-спрединга.

5.2. Влияние сдвиговой компоненты на развитие зон спрединга северной части Гренландского бассейна

Анализ сейсмической активности хребта Книповича и трога Лена показывает, что в пределах этих структур наблюдается смещение землетрясений к одному из флангов: на восточный – для хребта Книповича, и западный – для

рифта Лена. Предположительно в раннем миоцене уже происходило перестроение оси хребта Книповича в восточном направлении (Гусев, Шкарубо, 2001; Skogseid et al., 2000).

Решения фокальных механизмов землетрясений, зарегистрированных на окончаниях хребта Книповича и трога Лена, показывают наличие структур растяжения и сжатия, ориентация плоскостей отрыва которых под острым углом к генеральному разлому соответствует положению подобных структур, формирующихся на окончаниях сдвиговых деформаций - динамопар (Труды, 1963). Данные высокочастотного сейсмопрофилирования западного фланга хребта Книповича в области сочленения с ТР Моллой также показывают наличие структур сжатия (Соколов и др., 2014).

Положение оси спрединга под углом к направлению растяжения влияет на формирование рельефа и структурных элементов в широкой зоне, включающей как рифтовые долины, так и фланги хребтов.

5.3. Дополнительные данные о сегментации арктических ультрамедленных хребтов

Арктические спрединговые хребты развиваются в условиях ультрамедленного растяжения при низкой температуре верхней мантии (Michael et al., 2003). Ранее было установлено, что рельефообразование и развитие структур при таких условиях зависят от геодинамической обстановки, кинематики спрединга, изменений температуры мантии, толщины коры и литосферы (Кохан, 2013). Перечисленные параметры контролируют масштаб и выраженность локальных магматических и амагматических сегментов. Сопоставление данных о характере осевого рельефа, положении вулканических хребтов и построек центрального типа с данными о структуре гравитационных аномалий в редукции Буге и сейсмической активности позволяет проследить взаимосвязь между плотностными неоднородностями в верхней мантии и структурообразованием. Нами было проведено подобное сопоставление для хребтов Книповича (рис. 2А), Гаккеля и Мона.

Хребет Книповича. Как было показано в предыдущих главах, корреляция геолого-геофизических данных, рельефа и сейсмической активности хребта Книповича дает основание для выделения северной и южной частей хребта как отдельных сегментов. Южная часть хребта представляет собой в целом амагматический сегмент, тогда как северная – магматический. Подчеркнем отсутствие значительных минимумов аномалий Буге, а также наличие обширной асейсмичной зоны в южном сегменте. Тогда как в северном сегменте наблюдается сопряженность минимумов аномалий Буге с локальными магматическими центрами. Здесь происходит формирование положительных форм рельефа. Отметим также проявление разнообразных типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006) и повышенную сейсмическую активность северного сегмента.

Хребет Гаккеля. Вдоль оси хребта Гаккеля выделяется три крупных сегмента – западный вулканический сегмент (ЗВС), центральный амагматический сегмент (ЦАМ) и восточный вулканический сегмент (ВВС). Их главное различие состоит в соотношении протяженности и количества локальных магматических и амагматических центров (Michael et al., 2003).

В районе ЗВС расположен глубокий минимум аномалии Буге масштаба сегмента, которому соответствует общее поднятие дна рифтовой долины до глубины 4000 м. Превышение вулканических хребтов над дном долины

составляет 1000 м. В районе ЗВС наблюдается повышенный уровень сейсмической активности. Данный сегмент развивается в условиях ортогонального спрединга.

ВВС представляет собой наиболее протяженную часть хребта Гаккеля, протягиваясь на 450 км и, предположительно, продолжаясь до 94° в.д. Таким образом, общая протяженность сегмента может составлять 650-700 км. В пределах ВВС выделяется шесть локальных магматических центров (31°, 37°, 43°, 55°, 69°, 85° в.д.) (Michael et al., 2003). Между 30° и 70° в.д. дно рифтовой долины опускается до 5000 м. Восточнее 45° в.д. магматическим центрам соответствуют локальные минимумы аномалий Буге, на 10-15 мГал ниже фонового значения. Западнее 40° в.д., в области магматических поднятий, регистрируется лишь незначительное понижение значений аномалий Буге. Между 40° и 45° в.д. располагается вулканический хребет, выраженный в поле аномалий Буге значительным минимумом (60 мГал). Восточнее 70° в.д. дно рифтовой долины поднимается до глубин 4000 м, амплитуда вулканических сооружений уменьшается. Уровень сейсмической активности ВВС в целом низкий. Однако здесь расположены вулканические постройки (85° в.д.), где в 1999 г. было зафиксировано продолжительное извержение подводного вулкана. Оно сопровождалось значительной сейсмической активностью (252 землетрясений) (Tolstoy et al., 2001). Данный сегмент развивается в условиях косого спрединга.

ЦАС протягивается на 300 км между ЗВС и ВВС. На всем его протяжении ширина рифтовой долины существенно превышает таковую в вулканических сегментах. Дно долины расположено на глубинах 5000-5250 м. На ней сформированы поднятия, ориентированные параллельно оси хребта. В районе 19° в.д. располагается единственный магматический центр, отмеченный в рельефе поднятием амплитуды до 1500 м. Также здесь на обоих флангах хребта располагается поднятие, ориентированное перпендикулярно оси. При этом значения мантийных аномалий Буге здесь находятся на уровне фона. В целом для сегмента характерны максимумы аномалий Буге. ЦАС развивается в условиях ортогонального спрединга. Мощность коры минимальна и не превышает 2 км (Jokat, Schmidt-Aursch, 2007). Данные донного опробования показывают, что здесь преобладают серпентинизированные габбро, перидотиты и диабазы (Michael et al., 2003). Область ЦАС, расположенная к западу от вулканического поднятия, более сейсмически активна, чем восточная. Подобный уровень сейсмической активности наблюдается в трог Лена на хребте Лакки. Область ЦАС, расположенная к востоку от вулканического поднятия, практически асейсмична. Здесь происходит изменение направления оси рифтовой долины с 40° до 70°, следовательно ортогональный спрединг сменяется «косым». Подобная асейсмичность амагматического сегмента отмечается и на южном сегменте хребта Книповича.

Хребет Мона. Хребет Мона до 0°30' з.д. развивается под влиянием Ян-Майенской горячей точки (Rickers et al., 2013). Отсутствие детальных батиметрических данных в промежутке между 5° з.д. и 1° в.д. ограничивает возможности анализа рельефа рифтовой долины. На продольном профиле рельефа осевой части рифтовой долины видно, что на отрезке от 2° з.д. до 5° з.д.

днище долины располагается на глубине около 2000 м. Восточнее дно долины опускается до глубины 3000-3500 м. Морфология рифтовой долины восточной части хребта Мона характеризуется наличием центров локального магматизма, чередующихся с амагматическими впадинами. Вулканическим хребтам, расположенным на дне рифтовой долины, соответствуют минимумы аномалии Буге, а разделяющим их впадинам – максимумы.

Прослеживается несколько закономерностей формирования магматических и амагматических сегментов арктических ультрамедленных спрединговых хребтов. В таблице приведены основные геолого-геофизические и кинематические параметры для крупных магматических и амагматических сегментов хребтов Мона, Книповича и Гаккеля.

	Глубина впадин, м		Глубина вершин поднятий, м		Относительные минимумы аномалий Буге, мГал		Относительные максимумы аномалий Буге, мГал		Мощность коры, км		Скорость спрединга, см/год		Угол α
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	
Хр. Мона	3300	3500	2000	2650	5	20	7	30	4	4,5		1,6	55
Южный сегмент	3400	3600	2800	3100	2	8	15	40	2,5	3,5	1,5	1,7	37
Северный сегмент	3400	3600	2600	3000	5	20	5	10	4,5	5,5	1,5	1,7	53
ЦАС	4800	5300	4300	3300	1	8	8	40	1,3	2,5	1,27	1,35	80
ЗВС	4000	4400	2900	3000	20	60		20	2,5	4,9	1,35	1,5	80
ВВС	4100	5200	3100	3100	5	65	5	20	2,5	3,5	0,8	0,9	45

Геолого-геофизические и кинематические параметры для сегментов спрединговых хребтов Мона, Книповича (северный сегмент, южный сегмент) и Гаккеля (ЗВС, ЦАС, ВВС). Серым цветом отмечены амагматические сегменты. Максимумы и минимумы аномалий силы тяжести в редукции Буге указаны относительно фоновых

При анализе данных параметров можно видно, что с падением скорости спрединга глубина осевой части хребтов закономерно увеличивается, а мощность коры уменьшается. Относительные значения минимумов и максимумов аномалий Буге в районах магматических сегментов не зависят от скорости спрединга. В пределах всех сегментов значения минимумов изменяются в диапазоне от 5 до 20 мГал, исключением является район 43° в.д., в пределах ВВС (65 мГал). Относительные значения максимумов аномалий Буге не превышают 20 мГал, кроме области 6,5° в.д., на хребте Мона (30 мГал). Для амагматических сегментов также не прослеживается связь экстремумов значений аномалий Буге с изменением скорости спрединга. Минимумы варьируют в пределах от 1 до 8 мГал, максимумы - от 8 до 40 мГал. Магматические и амагматические сегменты формируются в различных кинематических условиях. Сегменты, сформированные в условиях ортогонального спрединга, обладают более выраженными особенностями. ЗВС хребта Гаккеля отличается наиболее интенсивной магматической активностью. ЦАС хребта Гаккеля, сформировавшийся в условиях ортогонального

растяжения, имеет глубокую рифтовую долину при наименьшей мощности коры. Мощность коры в районе южного сегмента хребта Книповича уменьшается на 2 км по сравнению с северным сегментом, но глубина дна впадин рифтовой долины остается неизменной.

5.4. Особенности геодинамики хребта Книповича

Изменение простирания оси хребта Книповича привело к формированию двух частей с различными свойствами. Южный амагматический сегмент сформировался при существенном влиянии правостороннего сдвига, тогда как на северный его влияние заметно меньше, а кора формируется в магматических условиях (Кохан и др., 2012).

В структуре аномалий магнитного поля современная ось хребта Книповича практически не выражена (Olesen et al., 1997), кроме осевой отрицательной аномалии северного сегмента. Это может объясняться двумя обстоятельствами. Либо современная ось спрединга формировалась в направлении с севера на юг, либо только магматическая активность в северной части достаточна для образования выраженной магнитной аномалии. (Соколов и др., 2014).

В пределах хребта Книповича развиты специфические формы рельефа. Проведенная нами корреляция вдольосевых аномалий Буге, сейсмической активности, рельефа дна, положения вдоль оси вулканических построек центрального типа, а также типов базальтового магматизма показывает сложное взаимодействие геодинамических условий и глубинных процессов хребта Книповича. Процессы в подстилающей мантии чутко реагируют на изменение кинематики спрединга.

Подобное разноплановое строение хребта Книповича отражается в соотношении Гутенберга-Рихтера. Его сейсмическая активность имеет признаки характерные как спредингового хребта, так и трансформного разлома.

5.5. Ортогональный спрединг в проливе Фрама

Хребет Моллой и система ТР пролива Фрама сформировались 21 млн лет назад (Ehlers, Jokat, 2009). ТР Моллой и Шпицбергенский располагаются субпараллельно, а хребет Моллой субортогонально современному направлению растяжения (307°) (DeMets et al., 1990).

Геодинамическая обстановка района напоминает строение экваториальной части Срединно-Атлантического хребта (САХ), в пределах которой короткие спрединговые сегменты нарушены протяженными трансформными разломами. На пересечении ТР Моллой и хребта Моллой сформировалась нодальная впадина Моллой, а в районе пересечения со Шпицбергенским разломом - нодальная впадина Хайес. Гора Атла, которая, по данным драгирования, может быть интерпретирована как мантийная протрузия (Bonatti, Michael, 1989) является внутренним угловым поднятием.

Черты сходства с зонами сочленения рифт-трансформ, распространенными на САХ, имеет и характер сейсмической активности. Отсутствие сильных землетрясений с магнитудой $M_b > 5$ и равномерная в пространстве среднемагнитудная сейсмичность характеризуют обстановку постепенной низкоэнергетической релаксации, широко распространенной в областях медленного ортогонального растяжения САХ (Болдырев, 1998). Однако стоит отметить, что уровень активности, амплитуда и выраженность форм рельефа на хребте Моллой несколько выше.

В 2002 году в рейсе ARKXVIII/2 НИС “Поларштерн” был получен профиль МОВ (метод отраженных волн) AWI-20020500 (Ehlers, Jokat, 2009). Он пересекает хребет Моллой, его западный борт, впадину Моллой и заканчивается в районе Гренландского континентального склона. Он показывает, что океаническая кора погружается в направлении от оси хребта до границы континент-океан. Моделирование влияния мощности осадочного чехла показывает хорошее совпадение с положением поверхности фундамента.

Все вышеперечисленные признаки говорят в пользу интерпретации зоны ТР и хребта Моллой как молодой структуры, сформированной ортогонально полю напряжений раздвижения Северо-Американской и Евразийской тектонических плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены особенности новейшей тектоники и геодинамики СОХ севера Гренландского моря и пролива Фрама. Граница Евразийской и Северо-Американской плит здесь представляет собой систему океанических рифтов с ортогональным (впадина Моллой) или косым (хребет Книповича) спредингом, трансформных разломов (Моллой и Шпицбергенский) и рифта на стадии формирования субконтинентальной коры (трог Лена).

В 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», при непосредственном участии автора, были получены данные о строении глубоководных бассейнов, вулканических хребтов и построек центрального типа в рифтовой зоне хребта Книповича на всем его протяжении. В северной и южной частях хребта были собраны дополнительные данные о строении его флангов. Также были обследованы ТР Моллой, восточный борт рифтовой долины хребта Моллой и северный борт ТР Шпицбергенский. Автором были обработаны цифровые батиметрические и сейсмологические данные. В результате были сделаны следующие выводы:

1. В пределах хребта Книповича выделяется два сегмента, граница между которыми находится в районе 75.7° - 75.8° с.ш.

На хребте Книповича можно выделить три уровня сегментации. Первый – все протяжении хребта Книповича (Кохан и др., 2012). Второй – два сегмента с границей в районе 75.7° - 75.8° с.ш. Третий – локальные магматические и амагматические сегменты (Okino et al., 2002). Отсутствие минимумов аномалий Буге, сопряженных с вулканическими поднятиями, на дне рифтовой долины южнее этой границы и наличие здесь протяженных участков амагматической аккреции коры, которым соответствуют максимумы аномалий Буге, позволяют выделить данную часть хребта Книповича в южный амагматический хребет. Севернее проведенной границы протяженность амагматических центров уменьшается, а магматическим соответствуют минимумы аномалий Буге. Также на этом отрезке хребта Книповича изменяется характер сейсмической активности, что позволяет объединить его в северный магматический сегмент.

2. Система трансформных разломов Моллой, Шпицбергенский и расположенный между ними хребет Моллой представляют собой участок СОХ, сформировавшийся в условиях современного направления растяжения по азимуту 307°. Это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченного трансформными структурами, на протяжении (3000 км) от Ян-Майенского ТР до 86° в.д. хребта Гаккеля.

Формирование амагматических сегментов в области ультрамедленного спрединга предотвращает развитие трансформных деформаций даже при

наличии большой сдвиговой компоненты скорости. Система ТР, сформировавшаяся в проливе Фрама, является для арктического региона уникальной.

3. Хребет Книповича представляет собой структуру, которая по сейсмическим характеристикам сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома.

Анализ батиметрических и геофизических данных выявил особенности хребта Книповича, которые позволяют интерпретировать данную структуру как одно из звеньев ультрамедленных срединно-океанических хребтов. Однако характер сейсмической активности, в частности повышенная фоновая активность при наличии самых сильных землетрясений региона, позволяет говорить о геодинамической природе хребта Книповича, совмещающей признаки спрединга и трансформной деформации.

СПИСОК РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи по перечню ВАК:

1. Зарайская Ю.А., Фроль В.В. Сейсмичность хребта Рейкьянес в связи с особенностями его морфологии // Вестник Московского университета. С. 5: География. Изд-во: МГУ. № 4. 2013. С. 82-87.
2. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. № 3. 2014. С. 16-29.
3. Rebesco M., Wåhlin A., Laberg J.S., Schauer U., Beszczynska-Möller A., Lucchi R.G., Noormets R., Accettella D., Zarayskaya Yu., Diviacco P. Quaternary contourite drifts of the Western Spitsbergen margin // Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers. V. 79. 2013. P. 156-168
4. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebesco M., Schenke H.W., Zarayskaya Yu., Accettella D., Armstrong A., Anderson R.M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., Gardner J.V., Hall J.K., Hell B., Hestvik O., Kristoffersen Y., Marcussen C., Mohammad R., Mosher D., Nghiem S.V., Pedrosa M.T., Travaglini P.G., Weatherall P. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // Geophysical Research Letters. V. 39. 2012. L12609.
5. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Ермаков А.В., Ефимов В.Н., Зарайская Ю.А., Ахмедзянов В.Р., Калинин Н.Д., Кохан А.В., Мороз Е.А., Ольшанецкий Д.М., Разумовский А.А., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода от шельфа Баренцева моря к хребту Книповича севернее о. Медвежий (предварительные результаты работ 26-го рейса нис «Академик Николай Страхов») // Доклады РАН. Т. 430. № 6. 2010. С. 824-829.
6. Зайончек А.В., Мазарович А.О., Лаврушин В.Ю., Соколов С.Ю., Хуторской М.Д., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Ахмедзянов В.Р., Зарайская Ю.А., Ермаков А.В., Ефимов В.Н., Мороз Е.А., Пейве А.А., Прохоров Д.А., Радионова Э.П., Разницын Ю.Н., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Геолого-геофизические работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана // Доклады АН. Т. 427. № 1. 2009. С. 67-72.

7. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Сколотнев С.Г., Сущевская Н.М., Разницин Ю.Н., Зайончек А.В., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., **Зарайская Ю.А.**, Ескин А.Е., Ефимов В.Н., Мазарович А.О., Мороз Е.А., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // Доклады АН. Т. 426. № 3. 2009. С. 355-360.

Прочие публикации

8. **Zarayskaya Yu.**, Abramova A., Dobrolyubova K., Mazarovich A., Moroz E. Morphology of the Knipovich Ridge Area // AGU Fall Meeting. 2014. San-Francisco.
9. Rebesco M., Wahlin A., Laberg J.S., Schauer U., Beszczynska-Muller A., Lucchi R.G., Noormets R., Accettella D., **Zarayskaya Yu.**, Diviacco P. Quaternary contourite drifts of the Western Spitsbergen margin // AGU Fall Meeting. 2014. San-Francisco.
10. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мазарович А.О., **Зарайская Ю.А.**, Добролюбова К.О. Геодинамическая интерпретация разломов северной части хребта Книповича // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы XLV Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2013. С. 212-214.
11. **Зарайская Ю.А.** Сравнительная характеристика морфологии и сейсмичности хребтов Мона, Книповича и Гаккеля // 4-е Яншинские чтения; современные вопросы геологии. М.: ГЕОС. 2011. С. 54 – 58
12. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., **Зарайская Ю.А.**, Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen. 2010. С.111-157.
13. **Зарайская Ю.А.** Особенности рельефа и сейсмичности хребта Книповича // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2009. С.204-206.
14. **Зарайская Ю.А.** Сейсмичность отдельных морфологических сегментов хребта Книповича // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Изд-во ЮНЦ РАН. 2009. С. 126.
15. **Зарайская Ю.А.** Сейсмичность отдельных морфологических сегментов хребта Книповича // Третья международная конференция молодых ученых и студентов “Новые направления исследований в Науках о Земле”. Баку. 2009. С.78-79.
16. Зайончек А.В., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Родионова Э.П., Лаврушин В.Ю., Ескин А.Е., Сущевская Н.М., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Барамыков Ю.Е., **Зарайская Ю.А.**, Пономарев А.С., Летягина Е.А., Маликина Ю.Я., Мутовкин А.Д., Усов В.В., Черных А.А., Ямпольский К.П. Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген Книповича // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Том IV. М.: Геос. 2007. С.82-84.

17. **Зарайская Ю.А., Фроль В.В.** Рельеф и сейсмичность хребта Рейкьянес // Материалы XVII международной научной конференции (школы) по морской геологии. Москва, ГЕОС, 2007.
18. **Зарайская Ю.А.** Геоморфологические особенности зон сейсмичности срединно-океанического хребта Книповича // Материалы XIV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов», том I. Москва. МГУ. 2007.
19. **Зарайская Ю.А.** Геоморфология и сейсмичность хребта Рейкьянес // Материалы XIV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов», электронный вариант, 2006 г.

ОБРАЗЕЦ ОТЗЫВА

на автореферат диссертации Зарайской Юлии Андреевны
«Геоморфология, сейсмичность и неотектоника срединно-океанического хребта
в Норвежско-Гренландском бассейне и проливе Фрама», представленной на
соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по
специальности 25.00.01 – общая и региональная геология

Текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст, текст...

Фамилия Имя Отчество

Ученая степень

Ученое звание

Должность, структурное подразделение

Полное наименование организации (как в Уставе)

Адрес: 000 000, г. _____, ул. _____, д. _____

Интернет сайт организации

Email: _____

раб. тел.: (000) 000-0000

Я, Иванов Иван Иванович (ФИО полностью), даю согласие на включение
моих персональных данных в документы, связанные с работой
диссертационного совета и их дальнейшую обработку.

«___» _____ 2016 г.

Место печати

Подпись

Подпись Иванова И.И. заверяю (подпись заверяется заведующим
канцелярией, с указанием его должности и фамилии, и скрепляется печатью
организации).
