

Последникова тectоника и палеосейсмодислокации в районе участка Ковды (Кандалакшский залив Белого моря)*

С. Б. Николаева

Геологический институт Кольского научного центра РАН,
Российская Федерация, 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14

Для цитирования: Николаева, С. Б. (2019). Последникова тectоника и палеосейсмодислокации в районе участка Ковды (Кандалакшский залив Белого моря). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 64 (3), 434–453.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.304>

Кандалакшский грабен Белого моря является одной из наиболее активных тектонических зон восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Новейшие разрывы Кандалакшского грабена наследуют осевую зону палеопротерозойского подвижного Беломорско-Лапландского пояса и рифейскую палеорифтовую систему. Система активных разломов ограничивает северный и южный борты Кандалакшского грабена. Важной проблемой является изучение проявлений последникова тectоники и палеосейсмичности этой зоны. В статье рассматриваются локальные поздне-последниковые нарушения рельефа и смещения в скальных породах, возникающие при сильных сейсмических воздействиях в районе участка Ковда Кандалакшского залива Белого моря. Приводятся признаки, которые свидетельствуют именно о динамическом (сейсмическом) воздействии на горные породы. Показано, что активные разломы и палеосейсмодислокации развиты значительно шире и охватывают более обширные участки суши, чем представлялось ранее. По комплексу признаков в районе участка Ковда выделена область концентрации сейсмодислокаций площадью около 325 км² — предполагаемая эпицентральная область палеособытий, которые в конце позднеледникового и в голоцене возникали неоднократно. По времени раскрытия сейсморва определен возраст только одного из таких событий, имевших место около 7060 ± 160 калиброванных лет назад. Установлено, что среди сейсмодислокаций преобладают нарушения сейсмогравитационного и сеймовибрационного типов, образованные землетрясениями интенсивностью более VIII баллов по шкале MSK-64. Палеосейсмодислокации в районе исследований тяготеют к зонам активных разломов и чаще приурочены к контактам горных пород, различных по петрографическому составу. Простирающиеся активных разрывов согласуются с простираем трещиноватости в уступах и ущельях, что предопределяет их сейсмическую активизацию в позднем плейстоцене и голоцене. В качестве основного сейсмогенерирующего разрыва рассматривается сбросо-сдвиг молодого Колвицкого грабена и оперяющие его разрывные нарушения меньших масштабов.

Ключевые слова: последниковые разломы, палеоземлетрясения, сейсмодислокации, смещения скальных блоков, голоцен, Кандалакшский грабен, Колвицкий грабен, Белое море, Фенноскандинавский щит.

* Исследования выполнены в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Федерального исследовательского центра «Кольский научный центр РАН», Геологический институт (ГИ КНЦ РАН) по теме госзадания 0226-2019-0054.

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2019

Введение

Представленная работа продолжает серию исследований, активно развивающихся в последнее время и посвященных изучению вопросов послеледниковой тектоники и палеосейсмичности Фенноскандинавского кристаллического щита (Olesen et al., 2004; Mörner, 2004; Kukkonen et al., 2010; Родкин и др., 2012; Shvarev and Rodkin, 2018; Nikolaeva et al., 2018). К одной из наиболее активных структур восточной части Фенноскандии относится тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря — Кандалакшский грабен. Он принадлежит Беломорской палеорифтовой системе, расположенной в зоне сочленения восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита и Русской плиты (рис. 1). Образование Беломорской впадины относят к периоду позднего миоцена–плиоцена, когда после регрессивного развития континентальной окраины начались процессы погружения шельфа (Балуев и др., 2012). Считается, что в это же время произошло опускание Кандалакшского и начало образования Колвицкого грабена (см. рис. 1), разделенных косой межвпадинной перемычкой в виде островной гряды архипелага Средние Луды. Более мелководная часть залива в пределах Колвицкого грабена была сформирована позже основного Кандалакшского грабена, в поздне-послед-

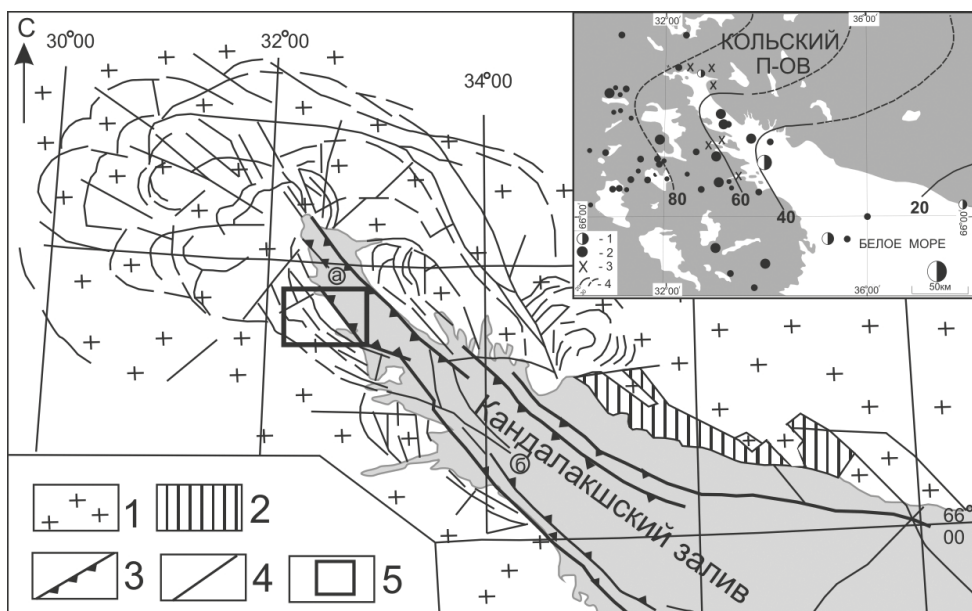


Рис. 1. Положение района исследований в общей структуре Беломорской рифтовой системы по (Балуев и др., 2012):

1 — кристаллические породы нижнего докембрия, 2 — рифейские породы, 3 — основные сбросы рифтового грабена, 4 — прочие разломы, 5 — район исследований. Буквами в кружках показаны Колвицкий (а) и Кандалакшский (б) грабены.

На врезке: эпицентры землетрясений (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0,9–6,5 по (Ассиновская и Никонов, 2004): 1 — исторические, 2 — инструментальные; размер значка пропорционален магнитуде; 3 — палеосейсмодислокации; 4 — изобазы гляциоизостатического поднятия Кольского региона за последние 8 тыс. лет по (Евзеров и др., 2010): — — установленные; ---- — предполагаемые

никовый период в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений (Yevzerov et al., 2016).

Зона Кандалакшского залива отличается от прилегающих районов региона более высоким уровнем сейсмической активности (см. врезку на рис. 1). Сильнейшее историческое землетрясение 1627 г. имело интенсивность (I_0) = VIII баллов и магнитуду $M = 6,5$ (Ассиновская и Никонов, 2004). Слабые сейсмические события с $M = 2-4$ фиксируются и в настоящее время, подтверждая продолжающуюся тектоническую активность линеамента.

Проявления голоценовой тектоники отражаются как в рельефе дна Белого моря, так и на прилегающих к нему побережьях (Рыбалко и Корнеев, 2014; Авенариус и др., 2005). Следы сильных древних землетрясений (палеосейсмодислокации) ранее были обнаружены в Карелии, в юго-восточном секторе Карельского берега Кандалакшского залива (Лукашов, 2004; Авенариус и др., 2005; Верзилин и Бобков, 2009; Мараханов и Романенко, 2014; Горбатов и др., 2017). В то же время вопросы послеледниковой тектоники и палеосейсмичности следует признать недостаточно изученными. Это связано с отсутствием в восточной части Фенноскандии протяженных (более 50 км) послеледниковых разломов, с нехваткой конкретных геологических наблюдений по молодым разрывам, определений возраста и интенсивности палеоземлетрясений.

В настоящей работе представлены результаты изучения локальных поздне-послеледниковых нарушений рельефа и смещений в скальных породах, возникающих при сильных сейсмических воздействиях в районе детального участка Ковда (Кандалакшский залив Белого моря, Кольский регион) (см. рис. 1). Целью исследований являлась характеристика палеосейсмических проявлений, определение признаков дислокаций, которые могут уверенно интерпретироваться как свидетельства сильных сейсмических воздействий или иных процессов (крипа, экзогенных), оценка интенсивности и возраста палеоземлетрясений.

1. Методы и подходы

При палеосейсмических исследованиях были использованы как уже известные методы и подходы (McCalpin, 2009), так и новые, разрабатываемые специально для Фенноскандинавского щита (Родкин и др., 2012).

Для выделения новейших линеаментов был проведен анализ дистанционных материалов (космо- и аэрофотоснимков, крупномасштабных топографических карт). Полевые геолого-структурные наблюдения включали маршрутные наблюдения и обследование нарушений в скальных породах с изучением отдельных сместителей, их картирование, анализ трещиноватости массивов, а также изучение разрезов рыхлых отложений.

В настоящее время для определения количественных характеристик разломов и возраста смещений широко применяется метод тренчинга (McCalpin, 2009). Геологическая обстановка Кольского региона не позволяет в полной мере применить этот метод, так как зачастую на участках отсутствует рыхлый покров; поэтому было предпринято изучение кернов донных осадков озер, расположенных в зонах активных линеаментов. Основа такого изучения — детальное послойное документирование осадочных разрезов и выявление нарушений в осадконакоплении

с последующим датированием его с помощью радиоуглеродного анализа. При этом производилась оценка общих палеогеографических условий района.

При определении интенсивности (I_0) землетрясений был применен палеосейсмогеологический метод для локальных нарушений в скальных породах Фенноскандии (Родкин и др., 2012) в сопоставлении с существующими шкалами интенсивности по палеосейсмодислокациям (Солоненко, 1977; Медведев и др., 1975; Michetti et al., 2004; McCalpin, 2009).

2. Геолого-структурная позиция участка Ковда

Участок Ковда, охватывающий площадь 325 км², расположен в районе железнодорожной станции Ковда, на водоразделе озера Серяк и Кандалакшского залива Белого моря (рис. 2, 3). В геолого-структурном отношении он примыкает к юго-западному борту Колвицкого грабена и входит в состав Беломорского подвижного пояса Балтийского щита, сложенного архейскими вулканогенно-осадочными образованиями. Среди них гнейсы, амфиболиты, тела базитов и ультрабазитов, слагающих различные тектонические покровы (Миллер и др., 2005) (см. рис. 2).

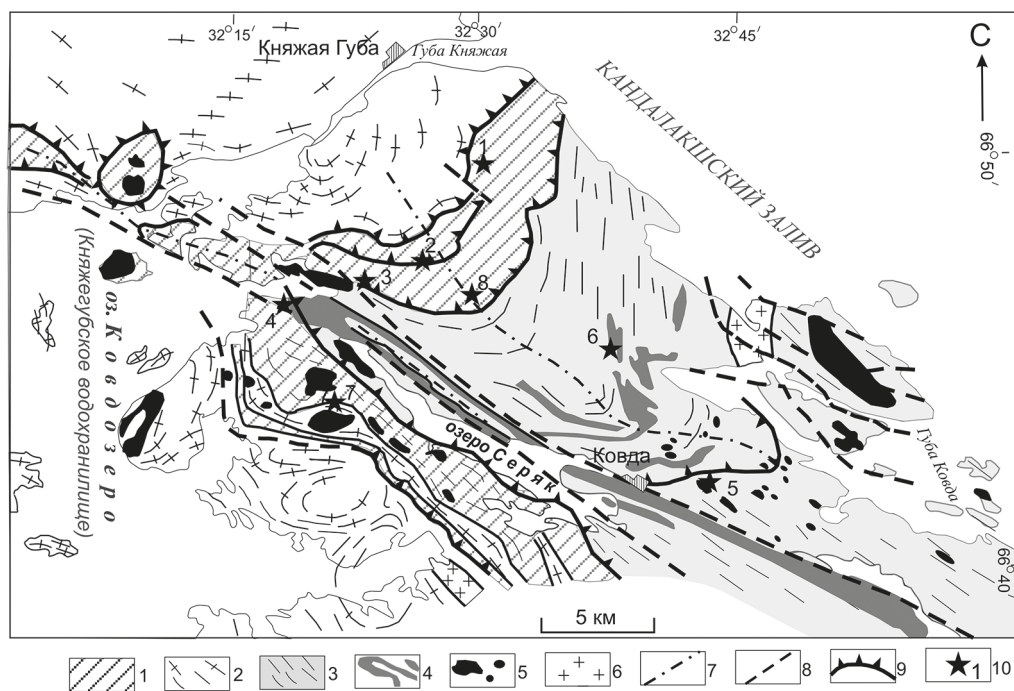


Рис. 2. Геолого-структурная карта участка Ковда по (Миллер и др., 2005):

1 — Чупинский тектонический покров: метаморфизованные граувакки, в подчиненном количестве вулканиты среднего и кислого состава.

Хетоламбинский покров: 2 — тоналито-гнейсы, 3 — нерасчлененный комплекс метаморфизованных толеитовых базальтов и метагбброидов, с пластовыми согласными телами метабазитов и ультрабазитов, биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами, 4 — базиты и ультрабазиты.

Интрузивные породы: 5 — габбро-нориты-лерцолиты, 6 — плагиомикроклиновые граниты.

Структурные обозначения: 7 — оси складок, 8 — разломы, 9 — региональные сместители, разделяющие покровы, 10 — сейсмодислокации и их номера

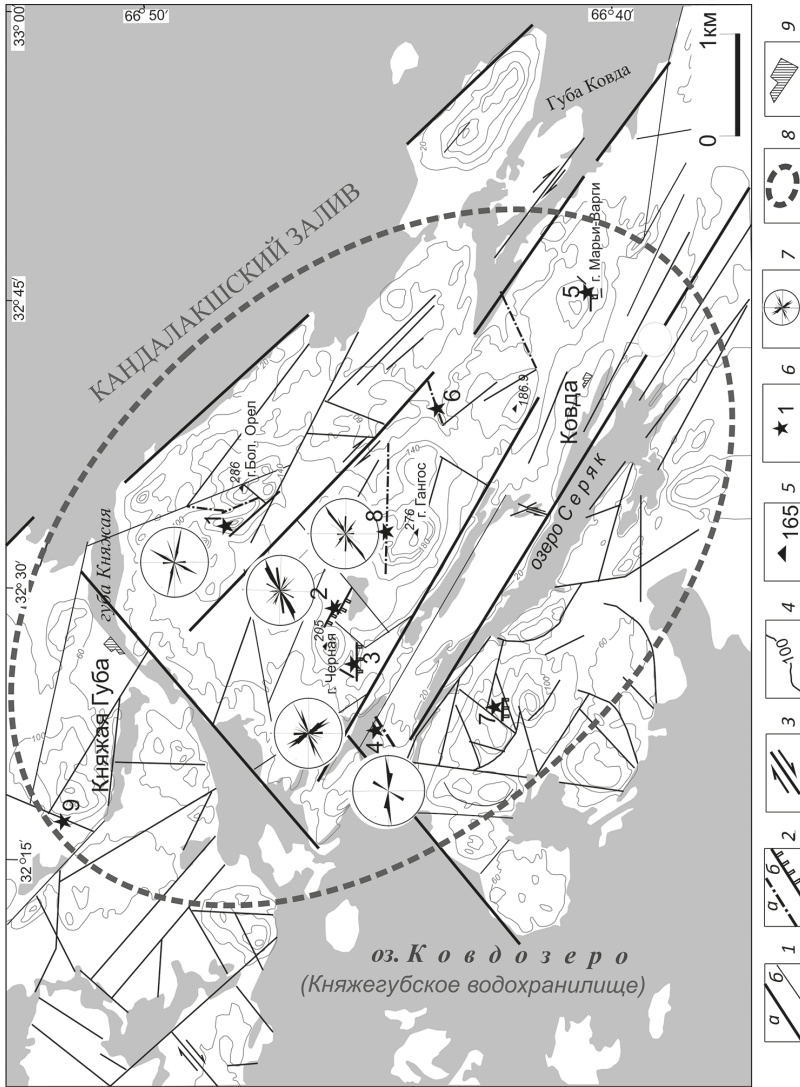


Рис. 3. Схема дешифрирования структурных элементов рельефа и пункты изучения палеосейсмодислокаций в районе Ковды:

1 — линейменты, выделенные по дешифрированию аэрофото- и космоснимков; а — главные, б — второстепенные; 2 — разрывные нарушения с признаками активизации в толщине, установленные в результате полевых наблюдений: а — ущелья, б — уступы; 3 — сдвиги; 4 — изогипсы рельефа (через 40 м); 5 — высотные отметки рельефа, м; 6 — сейсмодислокации и номера участков, упоминаемых в тексте; 7 — розы-диаграммы микрогециноватости пород; 8 — область концентрации сейсмодислокаций; 9 — железнодорожные станции.

Участки: 1 — Большой Орел, 2 — Сенькина-Ламбина, 3 — Тридатка, 4 — Ляхкомбина, 5 — Марья-Варги, 6 — Старцевский, 7 — Куля-Воара, 8 — Ручей, 9 — Князегубский

Исследованная территория принадлежит слабоподнятой Ковдозерской блоковой морфоструктуре (Стрелков, 1973). Общая суммарная амплитуда новейших тектонических движений здесь невелика (примерно 100 м). В течение голоцена изменение положения береговой линии моря происходило в пределах 100–140 м.

Рыхлые отложения на участке Ковда распределены неравномерно и заполняют понижения и впадины. В строении осадочного чехла принимают участие главным образом морены и флювиогляциальные отложения. Озовые гряды и друмлины вытянуты с северо-запада на юго-восток, что определяет направление движения основных лопастей ледникового покрова (Niemiälä, 1997). Вблизи побережья залива незначительно развиты морские послеледниковые галечники, а в котловинах озер — современные и голоценовые отложения.

Рельеф района резко расчленен и раздроблен. Перемежение узких гряд и холмов с вершинами, поднимающимися до абсолютных высотных отметок 270–286 м и разделяющих их понижений (30–100 м), отражают его отчетливый тектонический характер. В структурном рисунке рельефа проявлены в основном два направления: северо-западное, параллельное берегам Кандалакшского залива, и поперечное, северо-восточное (см. рис. 3).

3. Результаты исследований

Изученные нарушения рельефа приурочены к выходам скальных пород, развиты вдоль сбросовых уступов и ущелий и обследованы в пределах следующих локальных участков и пунктов (см. рис. 3).

Участок 1 (Большой Орел) расположен в пределах субмеридионально вытянутой скальной гряды (220 м над уровнем моря), сложенной амфибол-биотит-гранатовыми гнейсами. С юго-запада гряда ограничена серией уступов, а с востока — приразломным ущельем ($H = 15$ м), отделяющим эту гряду от собственно вершины горы Большой Орел (рис. 4). Сглаженные бровки уступов свидетельствуют об их доледниковом образовании, а локальные нарушения скального субстрата носят признаки послеледниковой активизации и сейсмогенности. Среди нарушений выделены: 1) раздробленный скальный массив; 2) участки с открытыми трещинами на субгоризонтальных или слабонаклонных поверхностях; 3) глыбы и блоки, смещенные от скальных массивов в горизонтальном направлении, и явления выбивания из скального основания отдельных блоков; 4) вывалы крупных глыб; 5) шелушение горных пород.

Рассмотрим каждое из этих нарушений в отдельности.

Раздробленный массив (размерами 200 × 90 м) расположен в привершинной части гряды и обращен ступенчатым трехъярусным склоном на юг, а с севера представлен отвесным уступом ($H = 6$ м) (рис. 4Б). Поверхность гряды носит явные следы ледниковой обработки, которую нарушают две системы более свежих крутопадающих трещин (азимут падения $160^\circ \pm 75^\circ$; азимут падения $5^\circ \pm 80^\circ$; азимут падения $110^\circ \pm 70^\circ$) с величиной зияния 10–40 см. Ортогональная система трещин состоит из клавишно-расположенных блоков: «просевших» и приподнятых, «выскочивших» (рис. 5 А, Б). Амплитуда видимого вертикального смещения блоков-ступеней составляет $H_{\text{верт}} = 0,5\text{--}1,5$ м. Верхние блоки в массиве смещены относительно нижних с перемещением их к западу на 0,2–0,5 м (рис. 5 В, Г), что возможно

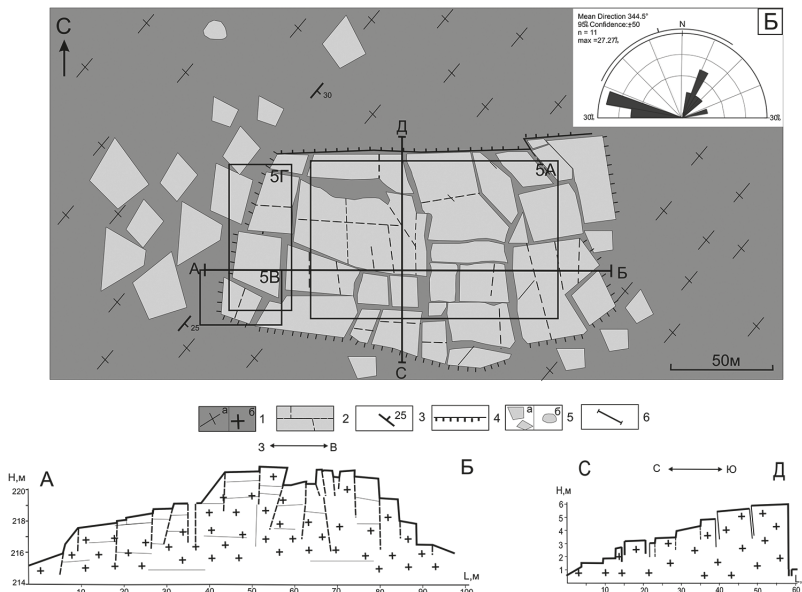
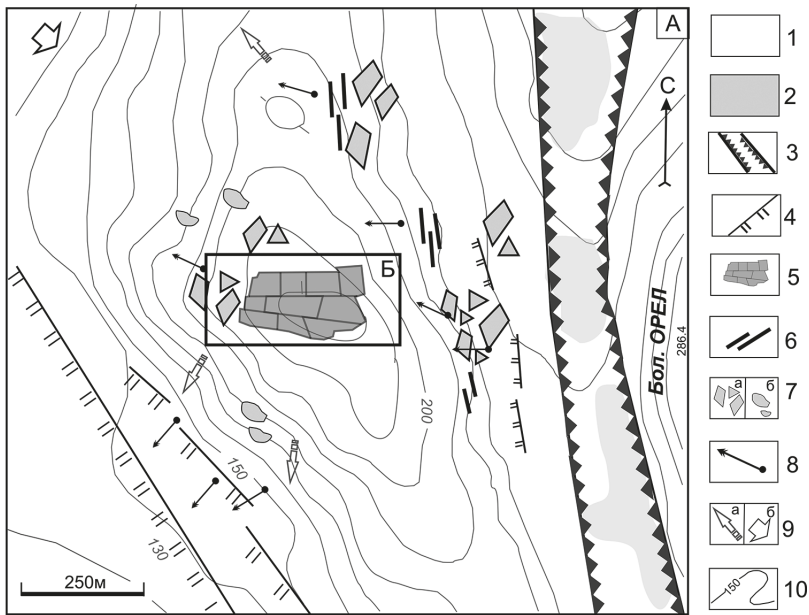


Рис. 4. Схема сейсмогенных нарушений на участке Большой Орел (А), план и профили (продольный и поперечный) раздробленного скального массива (Б).

А: 1 — скальные породы, 2 — заболоченные межгрядовые депрессии, 3 — ущелья, 4 — уступы, 5 — раздробленный скальный массив, 6 — трещины, 7 — глыбовые вывалы (а), валуны (б); 8 — направления смещений выдвинутых блоков; 9 — направления максимального уклона местности (а), перемещения ледника (б), 10 — изогипсы рельефа (через 10 м).

Б: 1 — гнейсы на плане (а), на профилях (б), 2 — скальный массив; 3 — элементы залегания, 4 — последниковые уступы, 5 — глыбы (а), валуны (б); 6 — линии профилей. На врезке: роза-диаграмма простирации трещин в массиве (количество значений 11, максимальный процент 27). Прямоугольниками 5А, 5В и 5Г показано расположение фрагментов, представленных на рис. 5

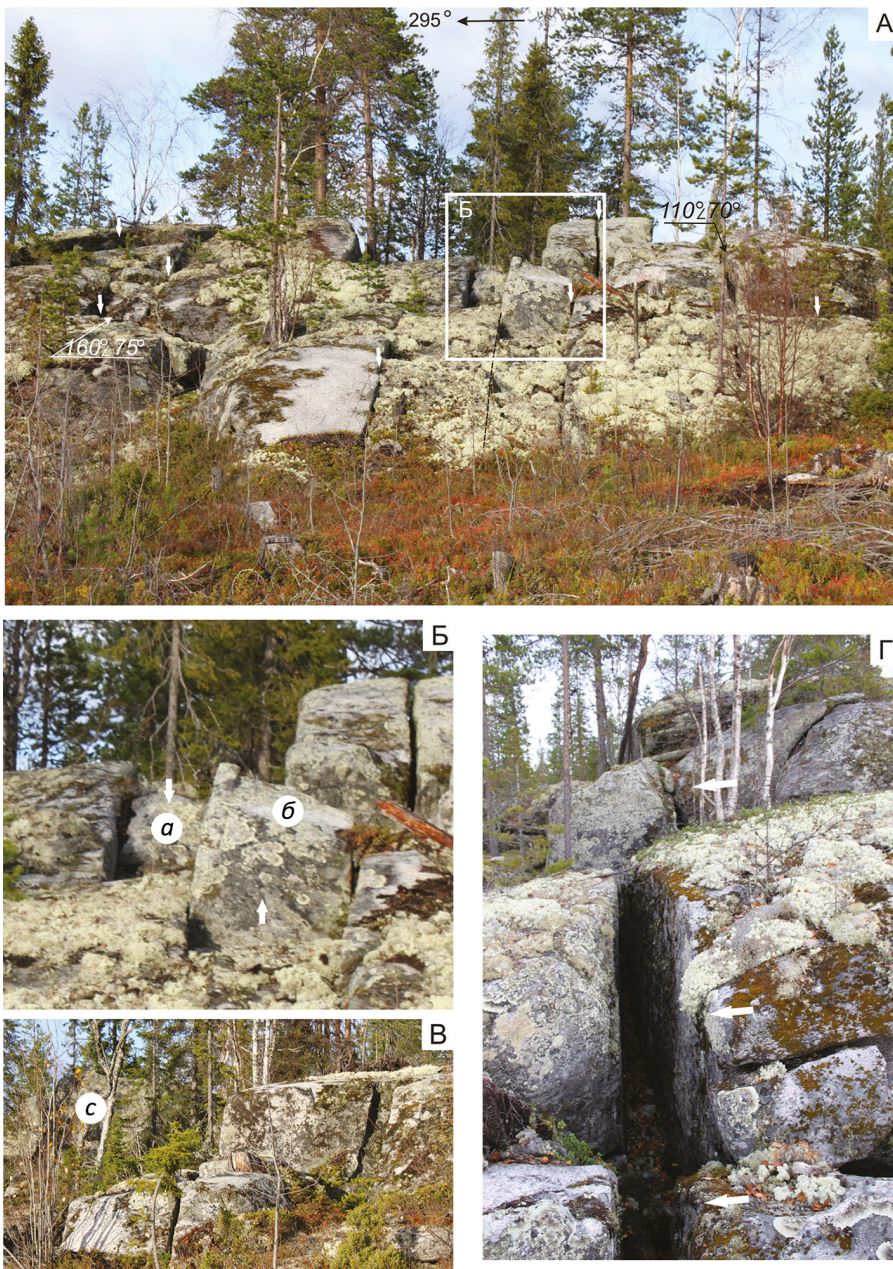


Рис. 5. Скальный массив, нарушенный системами взаимно перпендикулярных трещин, образованных при сейсмическом встряхивании: А — общий вид на массив с юга, вкрест простирания уступа (стрелками показаны основные системы трещин); Б — увеличенный фрагмент (выделенный прямоугольником на рис. А), на котором видны «просевшие» (а) и «приподнятые» (б) блоки; В — вертикальное смещение блоков в южной части массива, на заднем плане видны отдельно стоящие блоки-скалы (с); Г — отодвигание блоков от уступа в западной части массива и смещение их к западу. Расположение объектов, изображенных на фото Г и В, показано на плане рис. 4Б

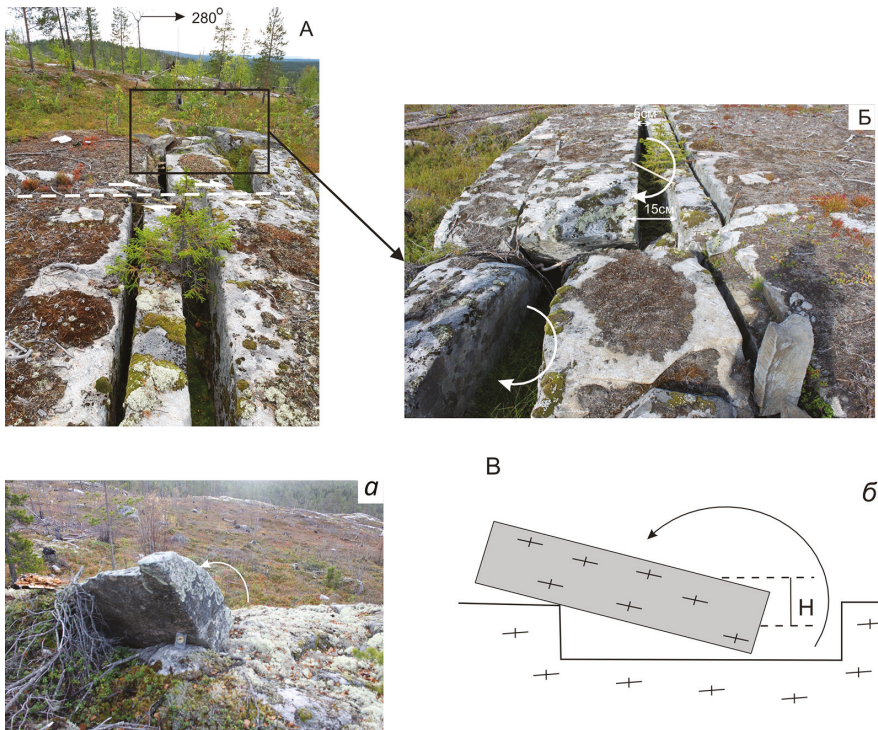


Рис. 6. Локальные нарушения и смещения в скальных породах по периферии участка Большой Орел: А, Б — трещины отрыва. На фото видно правостороннее смещение блоков по субгоризонтальной поверхности (вид с севера на юг) (А), отрыв и смещение блоков с разворотом (вид с юга на север) (Б). В — типовая модель сейсмического воздействия на скальный массив: а — пример выбивания блока пород из скального основания с набрасыванием его одним краем вверх на образовавшийся выступ в массиве (реализация модели в естественных условиях); б — упрощенная физическая модель по (Родкин и др., 2012)

только в результате действия направленного сейсмического импульса. К западу от массива развиты отдельно стоящие и развернутые скальные глыбы.

По периферии от массива в пределах всей гряды наблюдаются многочисленные трещины отрыва протяженностью от 3 до 12 м и шириной — 10–30 см. Они имеют субмеридиональные простирания, согласующиеся с направлением ущелья. При этом в строении дислокаций отчетливо проявляются признаки правосторонней кинематики (с амплитудой смещения 10–20 см) и развороты смещенных блоков-плит (рис. 6А, Б).

По всей площади участка развиты отдельные блоки, отчлененные от скального массива и смещенные на расстояния 0,2–0,5 м по субгоризонтальной или слабонаклонной поверхности. Смещенные блоки имеют разную форму и размеры, но все характеризуются свежими гранями и ребрами. Часть блоков носит признаки выбивания их из скального основания. На рис. 6В показан блок (0,4 × 1,6 × 1,1 м), ограниченный с двух сторон трещинами и перемещенный против уклона местности с набрасыванием края блока на образовавшийся выступ в массиве вверх по склону. Ввиду отсутствия асимметричной выемки наверху этот блок не мог быть переме-

щен сверху вниз. Перемещение его произошло в результате встряхивания и отрыва по уже подготовленным трещинам, с последующим перемещением и с разворотом. На факт разворота указывает разница в азимутах простираения гнейсовидности в основном теле массива (340°) и в оторванной глыбе (355°). Пространственное расположение и размеры самого блока практически исключают возможность медленного его выпирания под действием экзогенных факторов, в том числе и морозного выветривания.

Измерение направлений смещений блоков позволило наметить основные тенденции перемещений, которые происходили в западных ($270\text{--}280^\circ$) и юго-западных ($210\text{--}220^\circ$) румбах и были реализованы несогласно с уклоном местности (см. рис. 4). В западных направлениях происходит и раскрытие трещин (расщепление) и смещение блоков-плит по ним. Поверхности, по которым происходят смещения, горизонтальны или субгоризонтальны. То есть в смещении блоков приняла участие не только гравитационная составляющая, но и динамическая. Кроме того, направления смещения блоков не совпадают с направлением движения льда в этом районе, перемещавшегося, судя по ориентировке друмлинов, на юго-восток (Niemeä, 1997). Это исключает перенос и смещение блоков в результате воздействия талых ледниковых вод.

Вывалы крупноглыбового материала (размер глыб $1,5 \times 2,5 \times 1,8$ м) и отдельно стоящие развернутые блоки-скалы (до 3 м и более в поперечном сечении) свидетельствуют о сильном дроблении пород *in situ*. Глыбы отличаются обликом от оглаженных ледником валунов, они покрыты мхом и лишайником, их грани немного сглаженные, но все еще острые, что может свидетельствовать об образовании в раннем или среднем голоцене.

«Шелушение» горных пород представлено разрушением и разделением (отслаиванием) в скальных породах на отдельные тонкие (толщиной 5 мм) пластины-чешуи гнейсов. Эти динамические явления наблюдаются чаще на крупных блоках пород, отчленившихся от основного массива в результате дробления. Явление шелушения часто сопутствует сильным взрывам и землетрясениям (Сейсмичность при горных работах..., 2002).

На участке 2 (Сенькина Ламбина, см. рис. 3) приразломный уступ (азимут простираения 300° ; $H = 17$ м) протяженностью 0,4 км находится в зоне контакта метагабброидов и вмещающих их гнейсов. Склоны уступа крутые, местами отвесные, со свежими следами отрыва блоков и образованием скальных обвалов и шлейфов в основании. По направлению перемещения обломков, форме граней и ребер, а также развитию мхов и лишайников на глыбах выделяются две генерации обвалов, наложенные друг на друга: покрытые почвенным слоем и со свежими остроугольными обломками глыб, перекрывающих глыбы первой генерации. Более молодой обвал был образован у склона юго-западной экспозиции. Он расположен под косым углом к простираению самого склона, что не может быть объяснено только гравитационной составляющей без приложения дополнительной силы (импульса).

На вершине уступа наблюдаются горные массы раздробленных пород, вероятно подготовленных к срыву предыдущими сейсмическими процессами. Это отдельные небольшие блоки ($15 \times 57 \times 25$ см), смещенные от первоначального положения, и открытые трещины, шириной 5–25 см, не заполненные мореной или флювиогляциальными осадками, что свидетельствует об их послеледниковом образовании.

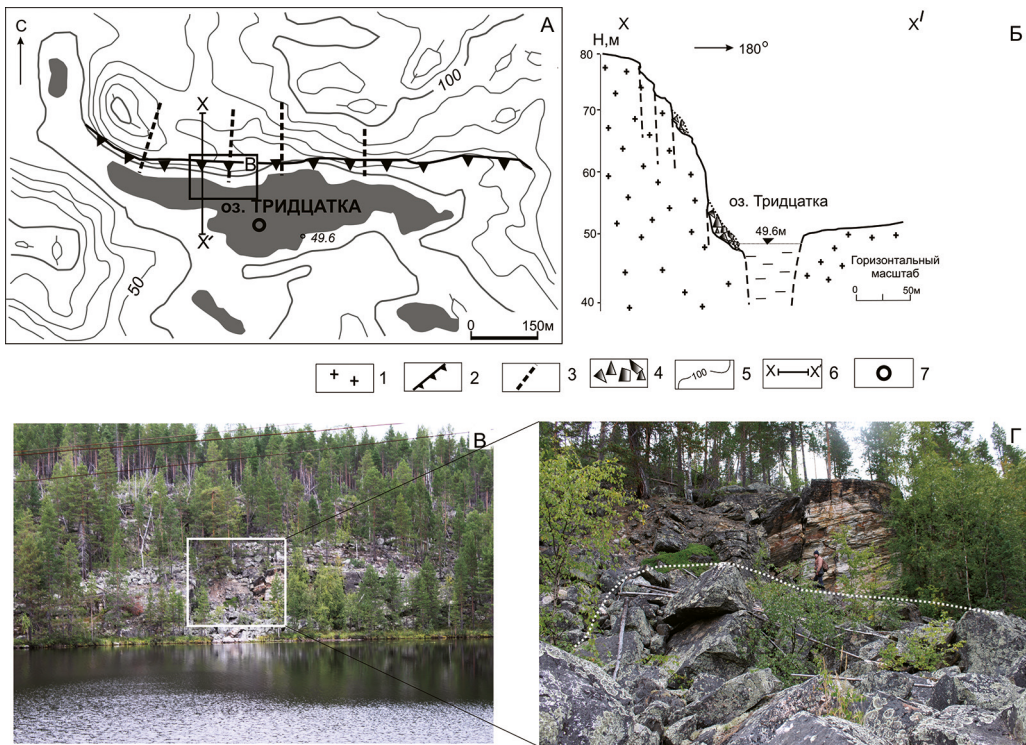


Рис. 7. Озеро Тридцатка: А — план и Б — профиль: 1 — кристаллические породы, 2 — уступ, 3 — трещинные зоны, 4 — глыбы, 5 — горизонталь рельефа (через 10 м), 6 — линия профиля, 7 — скважина; В — общий вид на уступ с юга; Г — скальный обвал, где пунктиром показана верхняя граница скального обвала

На участке 3 (Тридцатка) в основании скального уступа ($H=27$ м) расположена вытянутая в субширотном направлении на 1,3 км котловина озера Тридцатка (рис. 7А, Б). Уступ сложен архейскими гнейсами, на западе контактирующими с лейкократовыми габбро. Как на поверхности, так и на склонах уступа отмечаются следы интенсивного дробления пород.

Склон уступа, обращенный к югу, к озеру, нарушен серией узких (от 0,5–1,5 до 5–40 м в основании уступа) субпараллельных «трещинных зон» (азимут падения плоскостей сместителей $300^\circ \angle 80^\circ$, $265^\circ \angle 80^\circ$, азимут простираения 20°), возможно образованных в позднеледниковое время, но активно подновлявшихся в голоцене. Одна из таких зон нарушена субширотными сбросами с вертикальной амплитудой смещения от 2 до 8 м. Эта зона заполнена остроугольным крупноглыбовым материалом, который языком обвального тела заходит в котловину озера (рис. 7Г). На поверхности уступа наблюдаются расколотые глыбы и валуны, а также многочисленные трещины отрыва шириной 5–15 см.

С целью определения начала накопления органики в озерной котловине и времени раскрытия сейсморва были изучены донные осадки. В результате литологического изучения озерных кернов было установлено, что осадки представлены морскими песками и алевритами (интервал 750–738 см), серыми алевритами с ракушняковым детритом (интервал 738–710 см), сменяющимися вверх по разрезу



Рис. 8. Расколы в гнейсах, нарушающие ледниковую шлифовку на участке Ляхкомина. Стрелкой показано направление движения ледника. Длина молотка 58 см

пресноводной алевритистой гиттией (2-сантиметровая переходная зона) и гиттией (интервал 710–650 см) (Косова и др., 2018). С глубины 708–700 см из основания толщи гиттии была отобрана проба, возраст которой определен как 7060 ± 160 лет калиброванных (ЛУ-7574). В строении донных осадков обращают на себя внимание резкий контакт между алевритами и гиттией, что свидетельствует о быстрой смене седиментационных обстановок; изменение в комплексе диатомовых сообществ, показывающих быстрое увеличение водности (глубины водоема); формирование маломощной переходной зоны в глубоководных условиях, нехарактерных для других озер беломорского побережья. Внезапное изменение водности водоема и быстрая смена седиментационной обстановки может объясняться регрессией моря и/или блоковыми перемещениями по сети разломов.

На участке 4 (Ляхкомина, см. рис. 3) на побережье озера Ковдозера выход гнейсов расколот трещинами зияния, нарушающими ледниковую штриховку (рис. 8). Трещины разной конфигурации, иногда неровные, извилистые, шириной от 5 см до 2 м (в раздувах) и глубиной более 4 м. Они протягиваются в северо-восточном направлении на расстояния 30–35 м, занимая секущее положение по отношению к простиранию гнейсов. Морфология трещин, несогласованность их с основным простиранием пород и направлением движения ледника, свежесть бортов уступов свидетельствуют об образовании трещин в раннеголоценовое время, уже после исчезновения ледникового покрова, то есть не ранее 9–9,5 тыс. лет назад.

На участках *Марьи-Варги, Старцевский, Кюля-Воара, Ручей, Княжегубский* (см. рис. 3) наблюдаются аналогичные признаки послеледниковой активизации и интенсивной дислоцированности пород: послеледниковые трещины, смещение блоков в горизонтальном направлении, вывалы и отрывы блоков.

Все нарушения и смещения блоков приурочены в основном к контактам различных по петрографическому составу горных пород и заложены вдоль зон разломов, активизация которых происходила неоднократно как в период распада покровных оледенений, так и в голоцене (см. рис. 2).

Результаты дешифрирования аэрофото- и космоснимков, а также полевые наземные исследования показывают, что преобладающие простирания активных линеаментов: уступов, крупных ложбин, рвов и ущелий — $300\text{--}310^\circ$, $270\text{--}275^\circ$ и $55\text{--}60^\circ$. При этом к северо-западным и субширотным направлениям тяготеют уступы, а к северо-восточным — в основном ущелья и ложбины.

Проведенный анализ микротрещиноватости массивов в пунктах 1–4 и 8 (см. рис. 3) позволил определить три основные системы трещин с азимутом простирания: 1) $50\text{--}60^\circ$, 2) $300\text{--}320^\circ$, 3) $270\text{--}275^\circ$ — и одну подчиненную — $20\text{--}25^\circ$. Эти направления хорошо согласуются с простираниями новейших линеаментов, а приуроченность к ним сейсмодислокаций подтверждает их сейсмическую активизацию в позднем плейстоцене и голоцене. Разрывные нарушения, следующие по направлениям $300\text{--}310^\circ$, $270\text{--}275^\circ$ и $55\text{--}60^\circ$, являются опережающими по отношению к главному разлому: сбросо-сдвигу юго-западного борта Колвицкого грабена (рис. 1), проявлявшему неоднократно активизацию в поздне- и послеледниковое время.

4. Обсуждение результатов

К дислокациям, порождаемым землетрясениями, мы относим нарушения целостности скальных массивов со значительным смещением отдельных его частей, возникновение трещин, дробление пород, перемещение блоков и глыб по слабонаклонным или субгоризонтальным поверхностям, выколы и развороты блоков, ряд обвалов. Поскольку наблюдаемые эффекты могли быть образованы различными экзогенными процессами, необходимо выделить те признаки, которые свидетельствуют именно о динамическом (сейсмическом) воздействии на горные породы.

Одним из общих характерных признаков сейсмогенных зон является наличие в эпицентральных зонах открытых трещин. Такие трещины, часто с небольшими смещениями блоков по ним, развиты на всех девяти изученных участках. Смещение блоков происходило на величину существенно бóльшую, чем величина раскрытия трещин, что исключает образование их в результате одних лишь процессов морозного выветривания.

О признаках динамического воздействия на скальные массивы свидетельствуют несовпадение направлений смещения глыб и блоков с направлением максимального уклона местности, а также явления выбивания из скального основания и смещение выколотых блоков против уклона местности. Еще один признак — несогласованность направления перемещаемого материала с направлением движения ледника.

Такие динамические явления, как шелушение горных пород, которое мы наблюдали на участке Большой Орел (наряду со стрелянием и динамическим заколообразованием), возникают в результате перераспределения напряжений в земной коре. Хорошо известно, что такие явления часто предшествуют горным ударам и землетрясениям и наблюдаются в подземных рудниках и шахтах, расположенных в горных массивах (Сейсмичность при горных работах..., 2002).

В пользу сейсмогравитационного образования обвалов могут свидетельствовать направления развития обвальных шлейфов в тех случаях, когда они расположены под косым углом к простираению склона, например на участке Сенькина Ламбина. Можно исключить и абразионное воздействие, поскольку объекты изучения находятся на расстоянии более 4 км от береговой линии залива. Иными словами, наблюдаемые эффекты обладают явными признаками сильных эндогенных импульсных воздействий, и большая часть из них может рассматриваться как вторичные палеосейсмодислокации в основном сейсмогравитационного и сейсмовибрационного типов (Никонов, 1995; McCalpin, 2009).

В зависимости от степени предшествующей раздробленности массивов сейсмодислокации могли быть образованы в результате сейсмических событий $I_0 = VII - IX$ баллов. Так, по шкале MSK-64 подборос предметов, грунта и камней вверх, то есть воздействие снизу с превышением значения тяжести, начинается с интенсивности VIII–IX баллов. Образование трещин в крепких скальных породах протяженностью несколько десятков метров при ширине от десятков сантиметров до нескольких метров согласно классификации, приведенной в INQUA Scale, возникают при сотрясениях не менее IX–X баллов (Michetti et al., 2004). Случаи подбороса и переворота блоков возникали и при сильных современных землетрясениях интенсивностью не менее VIII баллов (Аксенов и Никонов, 2005). При интенсивности в X баллов образуются и отдельные крупные (до 4–5 м в поперечнике) расколотые глыбы, наблюдавшиеся на участке Большой Орел и на поверхности уступа Тридцатка. Возникновение расщелений и скальных обвалов на крутых склонах может происходить начиная с VI баллов (Медведев и др., 1975), то есть интенсивность сейсмических событий была достаточно высокая и составляла $\geq VIII$ баллов. Реальность этих оценок подтверждается интенсивностью исторических землетрясений Беломорья: VIII баллов для события 1627 г. и VI–VII баллов для события 1542 г. (Ассиновская и Никонов, 2004).

Обсуждаемые в работе нарушения были образованы несколькими разновременными событиями. Отчетливо выделяются две группы нарушений: образованные до исчезновения последнего ледника (доледниковые) и послеледниковые. К первой группе относятся уступы, ущелья и серии обвалов ранних генераций. Об этом свидетельствуют заглаженные формы уступов и степень окатанности глыбового материала. Трещины, не заполненные ледниковыми отложениями, расколы кристаллического фундамента, обвалы с резкими свежими гранями на глыбах, срывы на стенках уступов и в бортах ущелий и смещения блоков были образованы уже после освобождения территории от ледникового покрова, в период раннего голоцена, около 9–9,5 тыс. лет назад (Евзеров и др., 2010).

Более конкретные данные получены по участку Тридцатка, где были изучены донные отложения в сейсморве — приразломной озерной котловине (см. рис. 3). Хорошо известно, что исследования донных отложений озер в зонах разломов мо-

гут способствовать определению возраста событий, подобно тренчингу (Smith et al., 2018).

Особенности формирования донных осадков, морфология уступа, многочисленные нарушения в скальных породах, слагающих уступ, свидетельствуют в пользу молодых тектонических смещений. Возраст предполагаемого среднеголоценового события определяется по времени раскрытия сейсморва и начала накопления органики в нем. К этому же времени можно отнести и другие нарушения, а также смещения пород: не только на участке Тридцатка, но и в близлежащих пунктах к нему (см. рис. 3).

Ограниченное число наблюдений не позволяет пока определить направление сейсмического импульса (импульсов). Предположительно, судя по результатам измерения направлений глыбовых смещений на участке Большой Орел, импульс шел с востока на запад (с северо-востока на юга-запад), то есть со стороны молодого Колвицкого грабена.

Многочисленные послеледниковые нарушения скальных пород в кутовой, наиболее раздробленной части Кандалакшского залива, включающего и участок Ковда, вероятно, обусловлены опусканием котловины Колвицкого грабена, которое происходило на фоне общего поднятия всего Кольского региона. Существующие различия в амплитудах движений, в скорости поднятия создавали локальные возмущения в напряженном состоянии земной коры, имеющей блоковое строение. Эти локальные возмущения и способствовали развитию вдоль бортов грабена сопряженной системы трещин и разломов, обеспечивающих разрядку аномального стресса. При опускании котловины грабена происходили импульсные разрядки с быстрыми смещениями мелких блоков. Они и приводили к образованию различных разрывных дислокаций, в том числе и сейсмодислокаций. Сбросо-сдвиг, с амплитудой вертикального смещения около 70 м, сформировавший Колвицкий грабен и продолжающий Кандалакшский рифт вглубь Беломорского геоблока (Yevzerov et al., 2016), неоднократно проявлял активность на протяжении последних 10–13 тыс. лет, генерируя различные сейсмические проявления, в том числе и обследованные на участке Ковда.

Заключение

Таким образом, изучение локальных нарушений рельефа и их особенностей, анализ геолого-структурного плана и линеamentной сети, распределение голоценовых движений показывают, что в кутовой части северного сектора Кандалакшского залива присутствуют явные признаки тектонической и сейсмической активизации в поздне- и послеледниковое время. Молодые разломы и палеосейсмодислокации развиты значительно шире и охватывают более представительные участки суши, чем сообщалось ранее (Верзилин и Бобков, 2009; Мараханов и Романенко, 2014). Палеосейсмические проявления наблюдаются не только на побережьях и на островах, но и на значительном удалении от берега.

К настоящему времени можно сделать следующие выводы:

1. По комплексу признаков в районе участка Ковда выделяется предполагаемая эпицентральная область палеособытий площадью около 325 км².

2. Палеосейсмодислокации (преимущественно вторичные: сейсмогравитационные и сейсмовибрационные) образованы в результате неоднократных событий с $I_0 \geq VIII$ баллов по шкале MSK-64, происходивших в последние стадии дегляциации и в голоцене. По времени раскрытия сейсморва определен возраст только одного из таких крупных палеоземлетрясений, произошедшего около 7000–7100 лет назад.
3. В качестве основного сейсмогенерирующего разрыва рассматривается сбросо-сдвиг Колвицкого грабена и оперяющие его разрывные нарушения меньших масштабов с азимутами простирания $300\text{--}310^\circ$, $270\text{--}275^\circ$ и $55\text{--}60^\circ$. Простирания оперяющих активных разрывов согласуются с простиранием трещиноватости скальных пород, слагающих уступы и ущелья, что предопределяет их сейсмическую активизацию в позднем плейстоцене и голоцене.

Дальнейшие исследования должны быть направлены как на уточнение интенсивности, так и на определение возраста палеоземлетрясений, что, возможно, со временем позволит подойти к вопросу об их периодичности и будет способствовать корректировке карт общего сейсмического районирования.

Автор признателен доктору геолого-минералогических наук, главному научному сотруднику Объединенного института физики Земли РАН А. А. Никонову за внимательное прочтение, критические замечания и полезное обсуждение рукописи, что способствовало ее улучшению, а также студентам МГТУ, принимавшим участие в полевых работах.

Литература

- Авенариус, И. Г., Виталь, А. Д., Фроль, В. В., 2005. Новейшие тектонические движения в районе пролива Великая Салма (Белое море), в: Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. КНЦ РАН, Апатиты, 9–10.
- Ассиновская, Б. А., Никонов, А. А., 2004. Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542–2003 гг., в: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Шаров, Н. В. (под ред.). Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, 218–222.
- Аксенов, В. В., Никонов, А. А., 2005. Ротационная волна как механизм макросейсмических эффектов. Геофизические исследования 2, 44–50.
- Балуев, А. С., Журавлев, В. А., Терехов, Е. Н., Пржиялговский, Е. С., 2012. Тектоника Белого моря (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаб 1:1 500 000»). Труды ГИН РАН 597. ГЕОС, Москва.
- Верзилин, Н. Н., Бобков, А. А., 2009. По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чупа Белого моря, в: Экскурсии в геологии V / Нестеров, Е. М. (под ред.). Изд-во РГПУ, Санкт-Петербург, 40–49.
- Горбатов, Е. С., Сорокин, А. А., Мараханов, А. В., Ларьков, А. С., 2017. Результаты детальных палеосейсмологических исследований в районе п-ва Киндо, Карельский берег Белого моря. Вопросы инженерной сейсмологии 44 (3), 5–24. <https://doi.org/10.21455/VIS2017.3-1>.
- Евзеров, В. Я., Колька, В. В., Корсакова, О. П., Николаева, С. Б., 2010. Реконструкция палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена-голоцена в Кольском регионе, в: Строение и история развития литосферы / Леонов, В. Г. (под ред.). Paulsen, Москва, 491–505.

- Косова, А. Л., Денисов, Д. Б., Николаева, С. Б., 2018. Развитие экосистемы озера Тридцатка (Мурманская область) в голоцене по результатам диатомового анализа донных отложений, в: Труды Карельского научного центра РАН. Серия: Лимнология. Океанология 9, 77–91. <https://doi.org/17076/lim837>
- Лукашов, А. Д., 2004. Геодинамика новейшего времени, в: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Шаров, Н. В. (под ред.). Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, 150–191.
- Мараханов, А. В., Романенко, Ф. А., 2014. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря), в: Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. Архангельск, 137–140.
- Медведев, С. В., Ершов, И. А., Попова, Е. В., 1975. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений, в: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. Наука, Москва, 11–39.
- Миллер, Ю. В., Байкова, В. С., Арестова, Н. А., Шулешко, И. К., 2005. Роль Хетолабинского террейна в становлении истории развития Беломорского подвижного пояса. Геотектоника 2, 17–32.
- Никонов, А. А., 1995. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа. Геоморфология 1, 4–10.
- Родкин, М. В., Никонов, А. А., Шварев, С. В., 2012. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах. Геодинамика и тектонофизика 3, 203–237. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0072>.
- Рыбалко, А. Е., Корнеев, Ю. О., 2014. Государственный мониторинг состояния геологической среды шельфа на примере его проведения в Кандалакшском заливе Белого моря. Российские полярные исследования 1 (15), 10–16.
- Сейсмичность при горных работах, 2002 / Мельников, Н. Н. (ред.). Кольский научный центр РАН, Апатиты.
- Солоненко, В. П., 1977. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод, в: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Наука, Новосибирск, 5–47.
- Стрелков, С. А., 1973. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования, в: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Наука, Ленинград, 5–80.
- Kukkonen, I. T., Olesen, O., Ask, M. V. S., 2010. Postglacial Faults in Fennoscandia: Targets for scientific drilling. GFF 132, 71–81. <https://doi.org/10.1080/11035891003692934>
- McCalpin, J. P., 2009. Paleoseismology. Academic Press, Amsterdam, London.
- Michetti, A. M., Esposito, E., Gürpınar, A., Mohammadioun, B., Porfido, S., Rogozhin, E., Serva, L., Taveciosian, R., Vittori, E., Audemard, F., Comerci, V., Marco, S., McCalpin, J., Morner, N. A., 2004. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, 67. System Cart Srl, Roma.
- Mörner, N.-A., 2004. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. Tectonophysics 380, 139–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.018>
- Niemelä, J., 1997. Introduction to the map of Quaternary deposits and their resources. Geological Survey of Finland, Special Paper 24, 5–12.
- Nikolaeva, S. B., Nikonov, A. A., Shvarev, S. V., Rodkin, M. V., 2018. Detailed paleoseismological research on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region): new approaches and results. Russian Geology and Geophysics 59 (6), 697–708. <https://doi.org/10.1016/j.rgg>
- Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Riis, F., Faleide, J. I., Anda, E., 2004. Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. Norwegian Journal of Geology 84, 3–34.
- Shvarev, S. V., Rodkin, M. V., 2018. Structural Position and Parameters of the Paleearthquakes in the Area of Vottovaara Mountain (Middle Karelia, Eastern Part of the Fennoscandian Shield). Seismic Instruments 54, 199–218.
- Smith, C. A., Nyberg, J., Bergman, B., 2018. Comparison between hydroacoustical and terrestrial evidence of glacially induced faulting, Lake Voxsjön, central Sweden. International Journal of Earth Sciences 107 (1), 169–175. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1479-4>

Контактная информация:

Николаева Светлана Борисовна — nikolaeva@geoksc.apatity.ru

Postglacial tectonics and palaeoseismic dislocation in the Kovda area (Kandalaksha Bay, eastern Fennoscandian Shield)

S. B. Nikolaeva

Geological Institute of Kola Science Centre, Russian Academy of Science
14, ul. Fersmana, Apatity, Murmansk region, 184209, Russian Federation

For citation: Nikolaeva S. B. (2019). Postglacial tectonics and palaeoseismic dislocation in the Kovda area (Kandalaksha Bay, eastern Fennoscandian Shield). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 64 (3), 434–453. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.304> (In Russian)

The Kandalaksha Graben of the White Sea is one of the most active tectonic zones of the eastern part of the Fennoscandian crystalline shield. Active faults of the Kandalaksha Graben derive from the axial zone of the Paleoproterozoic mobile Lapland Granulite Belt and the Riphean paleorift system. The system of active faults limits the northern and southern sides of the Kandalaksha Graben. An important problem is the study of the paleoseismicity of this zone. Local late- and postglacial rock dislocations and shifts, which occur due to strong seismic effects in the Kovda area of Kandalaksha Bay of the White Sea, are considered in the present paper. We consider the signs which testify to the dynamic (seismic) impact on rocks. In our work it is shown that paleoseismic dislocations are developed much wider and cover more representative land areas than previously reported. The dislocation concentration is in the area of about 325 km². This area is the supposed epicenter of ancient seismic events that occurred repeatedly at the end of the Late Pleistocene and during the Holocene. According to radiocarbon analysis and the time of the opening of the seismic gorge, the age of the seismic event was determined about 7060 ± 160 yr cal BP. It has been established that disturbances of rocks are predominant seismogravitational and seismic vibrational types. They are formed by earthquakes of intensity > VIII degrees on the MSK-64 scale. Paleoseismic dislocations are localized in zones of active lineaments as well as confined to contacts of rocks of different petrographic composition. The directions of active fractures coincide with the strike of fracture in the fault scarps and gorges. This predetermines their seismic activation in the Late Pleistocene and Holocene. The main seismogenic fault is probably the fault-shift of young Kolvitsky Graben. Smaller-scale faults are considered as secondary feathering faults.

Keywords: postglacial faults, palaeoearthquakes, seismic dislocations, shifting of rock masses, Holocene, Kandalaksha Graben, Kolvitsky Graben, White Sea, Fennoscandian Shield.

References

Aksyonov, V. V., Nikonov, A. A., 2005. Rotational wave as a mechanism of macroseismic effects. *Geofizichesk-
ie issledovaniia* 2, 44–50. (In Russian)

- Assinovskaya, B. A., Nikonov, A. A., 2004.* Master catalog of earthquakes in the Karelian region for a period of years 1542–2003. Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniia / Sharov, N. V. (ed.). Karel'skii nauchnyi tsentr RAN, Petrozavodsk, 18–222. (In Russian)
- Avenarius, I. G., Vital', A. D., Frof', V. V., 2005.* Newest tectonic movements in the Velikaya Salma strait area (White Sea). In: Teoriia i praktika kompleksnykh morskikh issledovaniy v interesakh ekonomiki i bezopasnosti Rossiiskogo Severa. KNTs RAN, Apatity, 9–10. (In Russian)
- Baluyev, A. S., Zhuravlyov, V. A., Terekhov, Ye. N., Przhivalgovsky, Ye. S., 2012.* Tectonics of the White Sea. (Explanatory note to the Tectonic map of the White Sea and adjacent territories at a scale of 1:1 500 000). In: Trudy GIN RAN 597. GEOS Publ., Moscow. (In Russian)
- Gorbatov, E. S., Sorokin, A. A., Marakhanov, A. V., Larkov A. S., 2017.* The results of detailed palaeoseismological studies in the Kindo Peninsula area (Karelian coast of the White Sea). Voprosy inzhenernoi seismologii 44 (3), 5–24. <https://doi.org/10.21455/VIS2017.3-1>. (In Russian)
- Kosova, A. L., Denisov D. B., Nikolaeva, S. B., 2018.* The ecosystem of the lake Tridzatka (Murmansk region) during the Holocene according to the results of diatom analysis of bottom. In: Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN. Limnologiiia. Okeanologiiia (9), 77–91. <https://doi.org/10.17076/lim837>. (In Russian)
- Kukkonen, I. T., Olesen, O., Ask, M. V. S., 2010.* Postglacial Faults in Fennoscandia: Targets for scientific drilling. GFF 132, 71–81. <https://doi.org/10.1080/11035891003692934>
- Lukashov, A. D., 2004.* Geodynamics of the contemporary times. In: Glubinnoe stroenie i seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniia / Sharov, N. V. (ed.). Karel'skii nauchnyi tsentr RAN, Petrozavodsk, 150–191. (In Russian)
- Marakhanov, A. V., Romanenko, F. A., 2014.* New data on postglacial seismic dislocations of the Northern Karelia (Karelian coast of the White Sea). Iudakhinskie chteniia. Geodinamika i ekologiiia Barents-regiona v XXI v. Arkhangel'sk, 137–140. (In Russian)
- McCalpin, J. P., 2009.* Paleoseismology. Academic Press, Amsterdam, London.
- Medvedev, S. V., Yerшов, I. A., Popova, Ye. V., 1975.* Draft scale for the determination of earthquake intensity. Seismicheskaiia shkala i metody izmereniia seismicheskoi intensivnosti. Nauka Publ., Moscow, 11–39. (In Russian)
- Michetti, A. M., Esposito, E., Gürpinar, A., Mohammadioun, B., Porfido, S., Rogozhin, E., Serva, L., Tatevossian, R., Vittory, E., Audemard, F., Comerci, V., Marco, S., McCalpin, J., Morner, N. A., 2004.* The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia 67. System Cart Srl, Roma.
- Miller, Yu. V., Baykova, V. S., Arestova, N. A., Shuleshko, I. K., 2005.* Role of the Khetolambina terrain at the beginning of the Belomorian (White Sea) mobile belt's evolution. Geotektonika 2, 17–32. (In Russian)
- Mörner, N.-A., 2004.* Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. Tectonophysics 380, 139–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.018>
- Niemelä, J., 1997.* Introduction to the map of Quaternary deposits and their resources. Geological Survey of Finland, Special Paper 24, 5–12.
- Nikolaeva, S. B., Nikonov, A. A., Shvarev, S. V., Rodkin, M. V., 2018.* Detailed paleoseismological research on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region): new approaches and results. Russian Geology and Geophysics 59 (6), 697–708. <https://doi.org/10.1016/j.rgg>
- Nikonov, A. A., 1995.* Terminology and classification of seismogenic relief disturbances. Geomorfologiiia 1, 4–10. (In Russian)
- Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Riis, F., Faleide, J. I., Anda, E., 2004.* Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. Norwegian Journal of Geology 84, 3–34.
- Rodkin, M. V., Nikonov, A. A., Shvarev, S. V., 2012.* Seismic impact estimation from data on deformations and displacements in rock massifs. Geodinamika i tektonofizika 3, 203–237. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0072>. (In Russian)
- Rybalko, A. E., Korneev, Yu. O., 2014.* State monitoring of the state of the geological environment of the shelf on the example of its conduct in the Kandalaksha Bay of the White Sea. Rossiiskie poliarnye issledovaniia 1 (15), 10–16. (In Russian)
- Seismicity at mining operations, 2002 / Mel'nikov, N. N. (ed.) Kol'skii nauchnyi tsentr RAN, Apatity. (In Russian)

- Shvarev, S. V., Rodkin, M. V.*, 2018. Structural Position and Parameters of the Paleearthquakes in the Area of Vottovaara Mountain (Middle Karelia, Eastern Part of the Fennoscandian Shield). *Seismic Instruments* 54, 199–218.
- Smith, C. A., Nyberg, J., Bergman, B.*, 2018. Comparison between hydroacoustical and terrestrial evidence of glacially induced faulting, Lake Voxsjön, central Sweden. *International Journal of Earth Sciences* 107 (1), 169–175. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1479-4>
- Solonenko, V. P.*, 1977. Seismogenic deformations and palaeoseismological method. *Seismicheskoe raionirovanie Vostochnoi Sibiri i ego geologo-geofizicheskie osnovy*. Novosibirsk: Nauka, 5–47. (In Russian)
- Strelkov, S. A.*, 1973. Morphostructures in the northeastern Baltic shield and main principles of their formation. *Paleogeografia i morfostruktury Kol'skogo poluostrova*. Nauka Publ., Leningrad, 5–80. (In Russian)
- Verzilin, N. N., Bobkov, A. A.*, 2009. In the footsteps of postglacial seismic events in the northeastern boundary of the White Sea's Chupa bay. In: *Ekspursii v geologii V / Nesterov, E. M.* (ed.). Publishing house of RGPU, St. Petersburg, 40–49. (In Russian)
- Yevzerov, V. Y., Vinogradov, A. N., Nikolaeva S. B.*, 2016. The Newest Stage of Development of the White Sea Depression. *Doklady Earth Sciences* 471 (2), 1221–1225. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16120023>.
- Yevzerov, V. Ya., Kolka, V. V., Korsakova, O. P., Nikolayeva, S. B.*, 2010. Reconstruction of Pleistocene-Holocene palaeoecological settings in the Kola region. In: *Stroenie i istoriia razvitiia litosfery / Leonov, V. G.* (ed.). Paulsen Publ., Moscow, 491–505. (In Russian)

Received: October 25, 2018

Accepted: June 3, 2019

Contact information:

Svetlana B. Nikolaeva — nikolaeva@geoksc.apatity.ru