ГЕОМОРФОЛОГИЯ, 2021, том 52, № 1, с. 86–99

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.248→550.349 (470.21)

ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАС ОЗЕРА ИМАНДРА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

© 2021 г. С. Б. Николаева[1,*]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия*

**E-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Поступила в редакцию 18.12.2019 г.
После доработки 09.06.2020 г.
Принята к публикации 06.10.2020 г.

В озерно-ледниковых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион, СВ Фенноскандинавского щита) установлены деформации и нарушения, отражающие следы сильных сейсмических событий. Воздействие сейсмических сотрясений на слаболитифицированные отложения приводило к нарушению первичной осадочной структуры, явлениям разжижения песчаного материала и возникновению разнообразных по морфологии и размерам деформаций, образовавших единый комплекс, состоящий из интенсивно деформированных и деструктурированных пликативных отложений и ассоциирующих с ними кластических даек и трещин. Среди пликативных деформаций развиты интрузии, конволютная слоистость, пламеобразные структуры, будинаж и складки. Среди разрывных деформаций преобладают трещины, микроразрывы и дайки. Разрезы с сейсмогенными деформациями тяготеют к зонам активизированных в позднеледниковое время разломов и узлов их пересечения субширотного и северо-западного простираний, ограничивающих разномасштабные блоки земной коры.

На основании данных радиоуглеродных анализов, а также палеогеографических реконструкций установлено, что сейсмические события происходили в период конца позднего дриаса – начала пребореала, между 12900–11500 кал. л. н. и позднее, в пребореале – самом начале бореального периода, в интервале 11500–9900 кал. л. н. Именно этот период сопровождался и повышенной сейсмической активностью не только в Кольском регионе, но и во всей Фенноскандии. Полученные данные отражают высокий сейсмический потенциал района Имандровской впадины в позднеледниковье и в раннем голоцене.

Ключевые слова: сейсмиты, озерные и озерно-ледниковые отложения, террасы, озеро Имандра, Кольский регион, Фенноскандинавский щит

DOI: 10.31857/S0435428121010119

ВВЕДЕНИЕ

Период дегляциации Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита сопровождался ярко выраженной тектонической активностью: широким проявлением различных разрывов разного ранга и повышенным уровнем сейсмичности [1–4]. Во многих районах Карелии и Кольского полуострова были обнаружены следы сильных древних землетрясений [5–9]. При этом проблема характера, пространственной локализации и генезиса сейсмичности на рубеже позднего плейстоцена–начала голоцена и в голоцене платформенных (щитовых) территорий остается дискуссионной.

При изучении следов древних землетрясений особое место занимает группа вторичных нарушений в осадочном чехле – сейсмитов [10]. К ним относят различные деформации, образующиеся в результате разжижения и флюидизации грунтов, а также комплексы разрывных нарушений (разрывов со смещениями или без них, трещин и даек), возникающие в результате землетрясений.

Изучение сейсмитов в осадочных толщах имеет большую значимость для оценки сейсмоопасности территорий, определения магнитуды потенциальных землетрясений, а при площадном распространении – и реконструкции их палеоэпицентральных зон. Это особенно важно для территорий с хорошо развитой инфраструктурой, таких как Кольский регион, где сосредоточены предприятия горнопромышленного комплекса и другие особо ответственные объекты.

Принимая во внимание практическую значимость и актуальность обсуждаемых вопросов, в районе неотектонической впадины озера Имандра (Кольский регион, северо-восток Фенноскан-

динавского щита) были проведены исследования, направленные на поиск следов, оставленных сильными землетрясениями в рыхлых осадках и грунтах. Ключевым выбран участок западного берега озера Бабинская Имандра (рис. 1), где ранее были установлены следы голоценовых землетрясений в скальных породах [6, 9] и признаки катастрофических событий в донных осадках озер [11, 12].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения деформаций применялись базовые геолого-геоморфологические методы, имеющие палеосейсмологическую направленность. Разрезы четвертичных отложений были вскрыты шурфами и расчистками в естественных обнажениях, карьерами или придорожными выемками. Литостратиграфический анализ осадков включал детальное рассмотрение состава отложений, текстур, типов слоистости, проявлений цикличности и мощности в напластовании. Основное внимание уделялось рассмотрению и перебору различных механизмов образования деформаций и выявлению сейсмогенных признаков [13]. Для выделения новейших линеаментов проведен комплексный анализ рельефа территории с привлечением крупномасштабных топографических карт, ЦМР и аэро-, фото- и космоснимков. Возраст террас оценивался по результатам радиоуглеродного датирования континентальных отложений – торфяно-болотных и донных осадков озер, биостратиграфических методов и палеогеографических реконструкций.

ПРИЗНАКИ АКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЗЕРА ИМАНДРА

Озеро Имандра – одно из крупнейших озер, расположенных в высоких широтах. Оно находится на крайнем северо-западе Европейской территории России в Мурманской области и выполняет депрессию, отделяющую Кольский полуостров от материковой части. Впадина озера, заложенная в кристаллических породах докембрия и совпадающая с зоной длительно живущего разлома, имеет сложную конфигурацию. Две разнонаправленные ветви: субмеридиональная Большой Имандры и субширотная, Экостровской и Бабинской Имандр, обусловлены морфоструктурным планом региона: проявлением в рельефе элементов древних геологических структур и новейших движений блокового типа. Начало заложения впадины условно относят к концу мезозоя – началу палеогена [14].

Проявления активной тектоники на побережьях Имандры были известны еще в начале прошлого столетия [15–18]. Они касались в основном наблюдений о неравномерности перемещения береговой линии, фиксируемой по подтоплению торфяников у берегов и разобщенности одновысотных террасовых уровней по берегам озера. Признаки отрицательного движения береговой линии, охватывающей побережья Бабинской и западные части Экостровской Имандры, были установлены Г.Д. Рихтером [16]. Вдоль берегов Большой Имандры С.Ф. Егоров наблюдал признаки быстрого опускания местности, занятого в настоящее время Сейд-островом (замкнутая часть губы Белой) [15]. По мнению автора, опускание происходило в самом недалеком прошлом. Об этом свидетельствуют подтопленное на 1.5 км устье реки, а также свежие следы речных русел между р. Бол. Белой и руч. Жемчужным. Не исключено, что это опускание местности, как и провалы, описанные С.Ф. Егоровым в своей работе, не что иное, как следы сильных древних землетрясений [19, 20].

При изучении следов отступания береговой линии озера все исследователи обращали внимание на явное несовпадение в высотных отметках и фрагментированность террас. Так, по берегам Бол. Имандры были выделены уровни с высотными отметками в 132, 134, 138, 140 и 142 и 174 м [15]. На западном побережье озера Бабинская Имандра В.Ф. Туммель описал ярусы террас с высотой уровней 133, 135, 138, 142–144, 165–173, 203 м [17]. А.Д. Армандом и Л.Я. Самсоновой здесь же выделена серия террас высотой от 127 до 144 м [21]. Относительно такой разобщенности террас С.Ф. Егоровым было справедливо замечено “что в районе Имандры трудно искать каких-нибудь совпадений отметок над уровнем озера, так как до сего времени берега озера испытывают неоднородные колебания в довольно резкой форме. В прошлом, нужно думать, эти колебания были еще более резкими и менее однородными” [15, с. 208].

Позднее, в подтверждение этим исследованиям, представительные данные о тектонической разобщенности террас Бабинской Имандры были получены С.В. Шваревым, установившим перекосы уровней и нарушения в их строении в виде флексур и перегибов, а также наклонной слоистости осадков [22]. Террасы рассматривались как единая первичная поверхность с абразионной моделировкой, которая в результате тектонических смещений была расчленена на фрагменты. При этом низкие террасы ($h \leq 3$ м), формировались при относительной тектонической стабильности, а террасы более высоких уровней – под существенным влиянием дифференцированных тектонических движений.

О современной тектонической активности свидетельствуют землетрясения, эпицентры которых тяготеют к Имандровской депрессии, так и

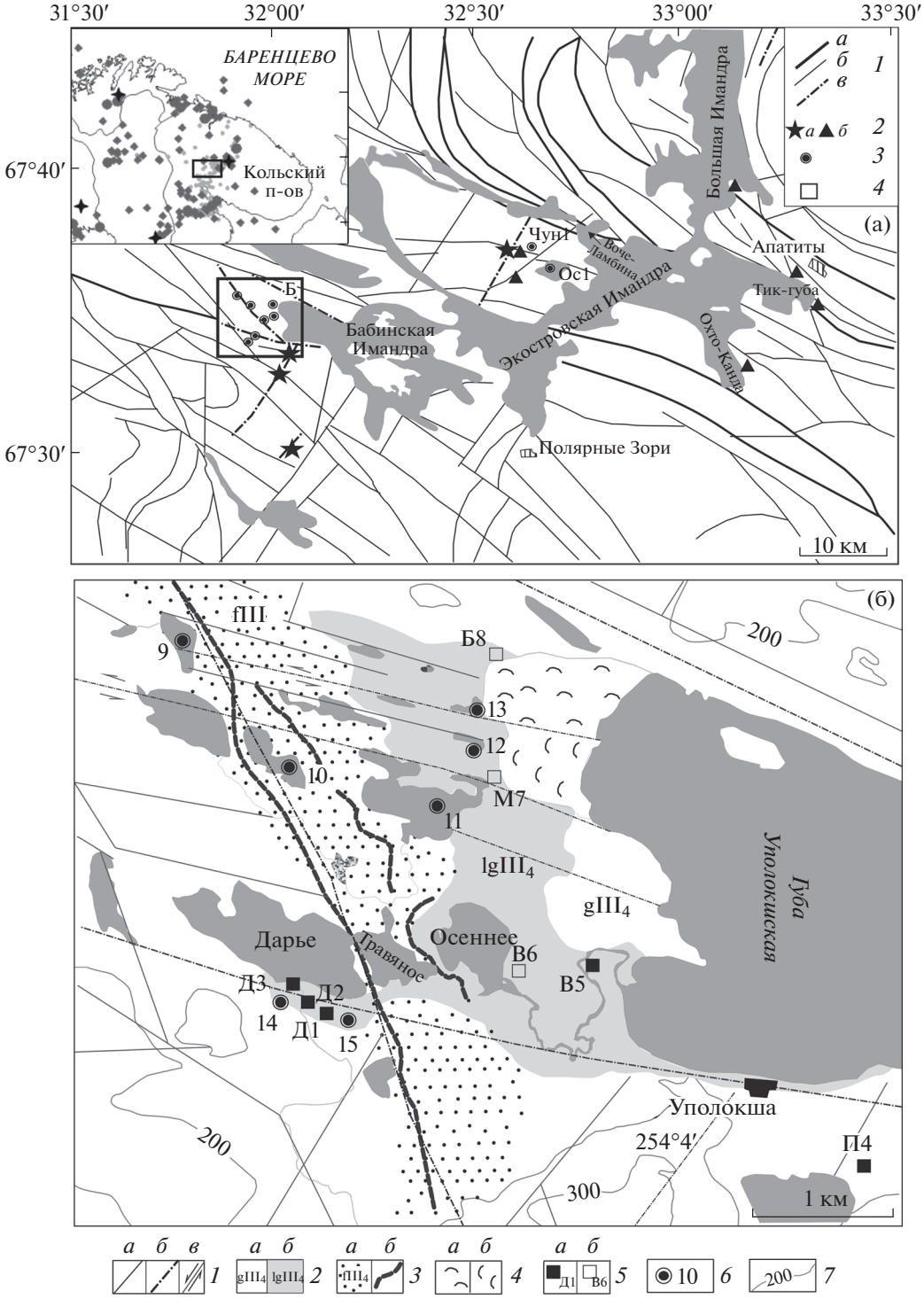

Рис. 1. Схема расположения района исследований (а) и изученных разрезов террас (б) озера Имандра.

(а) – *разломы: 1* – главные (*а*) по [24], второстепенные (*б*), активизированные в поздне- и послеледниковое время (*в*); *предполагаемые сейсмодислокации: 2* – в скальных породах (*а*), в рыхлых отложениях (*б*); *3* – скважины в озерах, для которых получены радиоуглеродные датировки возраста; *4* – участок детальных работ (рис. 1, б). На вставке – землетрясения Кольского п-ова и прилегающих территорий за период 1992–2009 гг. по [23].

(б) – *линеаменты: 1* – выделенные по дешифрованию аэро-, фото- и космоснимков (*а*), активизированные в поздне- и послеледниковое время (*б*), сдвиги (*в*); *2* – кристаллические породы, частично перекрытые мореной (*а*), озерные и озерно-ледниковые отложения (*б*); *3* – флювиогляциальные отложения площадного распространения (*а*), озовые гряды (*б*); *4* – береговые валы (*а* – хорошо выраженные, *б* – слабо выраженные); *5* – изученные разрезы и их номера (*а* – с сейсмитами, *б* – с тектонической наклонной слоистостью); *6* – скважины и их номера; *7* – горизонтали (через 100 м).

к локальным блоковым поднятиям Хибин и Ловозера [23].

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Ключевой участок примыкает к западному берегу губы Уполокшской озера Бабинская Имандра, котловина которого может рассматриваться как грабенообразная тектоническая депрессия, ограниченная с двух сторон разломами и продолжающая на суше субширотную ветвь озер Имандровской системы (рис. 1, а). Эта территория входит в состав северо-западной части Беломорского составного террейна (Беломорского подвижного пояса), сложенного в основном переработанными в раннем протерозое позднеархейскими структурами купольно-складчатого и сложно-складчатого строения [24]. В геологическом строении района принимают участие различные гнейсы, гнейсы с телами амфиболитов, гранито-гнейсы и мигматиты, перекрытые неравномерно развитым осадочным чехлом.

Четвертичные отложения представлены мореной, толщами флювиогляциальных отложений с протяженными озовыми грядами, озерно-ледниковыми и озерными осадками, часто перекрытыми торфяниками [25]. При этом рельеф территории характеризуется развитием плоских аккумулятивных террас, иногда разделенных цокольными ледниковыми возвышенностями, долинами и понижениями рельефа (рис. 1, б).

Разрывные нарушения группируются по двум основным направлениям – субширотному и северо-западному, подчиненное положение занимают разломы северо-восточного простирания. Дешифрирование аэрофото- и космоснимка отражает мелкоблоковое строение территории, а также признаки новейших сдвигов, проявляющихся в смещениях голоценовых ландшафтных комплексов (озер, болот, озовых гряд и пр.) [26].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В рыхлых отложениях высоких террас губы Уполокшская озера Бабинская Имандра в 8 разрезах были вскрыты различные деформации и нарушения, в том числе и явления разжижения в песках (ликвефакции) (рис. 1, б).

Литологический состав отложений и характеристика деформаций. В строении изученных террас принимают участие в основном песчаные разности (рис. 2). Наиболее информативными в отношении насыщенности следами сейсмических сотрясений (разнообразие форм проявления, различия в интенсивности событий и пр.) являются разрезы Д1, Д2 и Д3, расположенные на южном, отчетливо террасированном берегу озера Дарье (рис. 1, б). Серия из 5 террас и террасовидных площадок с выс. отм. над у. м. 129–130, 131.5, 134, 136 и 139 м разделена четкими уступами высотой от 0.5 до 2.5 м и протягивается вдоль южных берегов системы озер Дарье – Травяное – Осеннее. Все уровни образуют единую последовательность, отражающую послеледниковую регрессию озерного бассейна. Современный уровень озера Имандра находится на абс. отм. над у. м. 127.5 м.

В разрезе Д1 (h = 11.5 м) (рис. 2), расположенном на ровной террасовой площадке, шурфом и расчисткой вскрыты: 0–210 см – разнозернистые пески с пятнами ожелезнения по всему интервалу и единичными включениями крупного песка; 210–240 см – мелко-среднезернистые пески, но уже деформированные, с неровными прослоями, раздувами и линзами средне-крупнозернистого песка, оконтуренными ожелезненными слойками, 240–295 см – мелко-тонкозернистые пески с прослоями супесей, нарушенные дайками, субвертикальными трещинами с амплитудой смещения слоев 5–17 см, разнообразными пликативными деформациями (рис. 3), 295–350 см – мелкозернистые пески. Образцы, отобранные на спорово-пыльцевой анализ по всему разрезу (аналитик Н.Б. Лаврова), показали, что эти осадки практически лишены органических остатков, пыльцы и спор, что отражает условия холодного приледникового климата.

Разрез Д2 (h = 8.5 м) сложен разнозернистыми песками, по строению аналогичными осадкам разреза Д1 (рис. 2). Особенностью этого разреза является сбросовая трещина, смещающая толщу параллельно слоистых песков на 0.5 м (рис. 4, а). В приповерхностной части шурфа, вскрывшего террасу, наблюдается провал-воронка, глубиной около полуметра и шириной 0.8 м, заполненная смесью почвы, песка, корней растений и черных углефицированных древесных включений. Возможно, что этот провал был развит позднее по сбросу и имеет оплывной характер. На глубине 1.5–1.7 м слоистые пески нарушены пликативными деформациями и микросбросами с амплитудами 2–4 см.

Разрез Д3 (h = 6.5 м) характеризуется двучленным строением и включает три горизонта деформаций (рис. 2). Верхняя толща состоит из чередования пачек желтых и серо-желтых разнозернистых песков (0–210 см). На глубинах 70–80 см и 110–120 см от поверхности слоистые пески нарушены взбросами и сбросами с амплитудами до 5 см (рис. 4, в, г). Третий горизонт деформаций, захватывающий интервал глубин 140–210 см, состоит из комплекса разнообразных пликативных и дизъюнктивных нарушений. Контакт между верхней и нижней толщами песков резкий с изломом, нарушен сбросом и подчеркнут 2 см прослоем гумусированного темно-коричневого песка. Здесь же развиты и деформации типа “знаков ря-

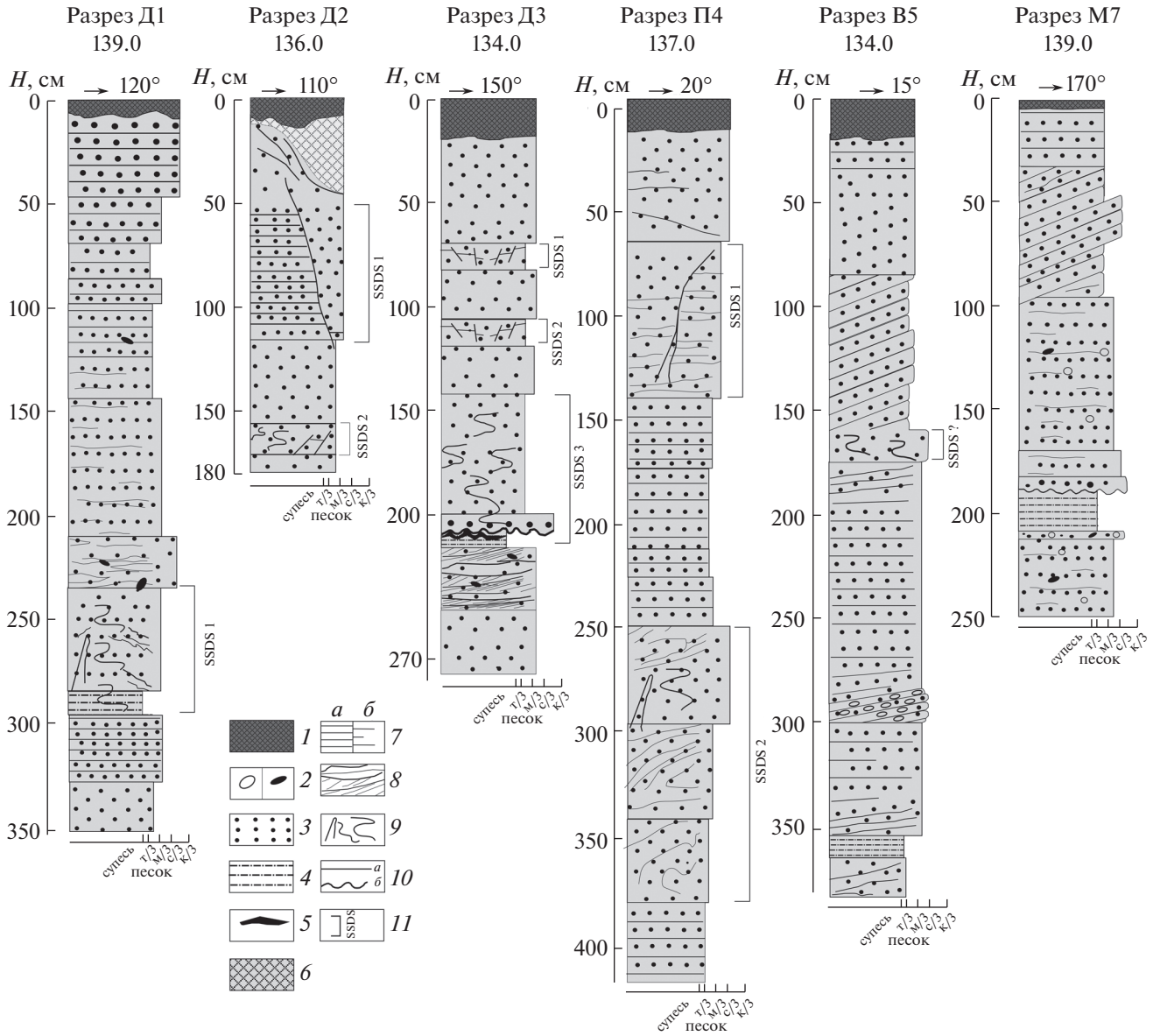

Рис. 2. Стратиграфическая приуроченность горизонтов с сейсмодеформациями в разрезах террасовых комплексов озера Бабинская Имандра.

1 – почвенно-растительный слой; *2* – галька (*а*), гравий (*б*); *3* – песок; *4* – алевритистые пески, супеси и суглинки; *5* – палеопочва; *6* – смесь почвы, песка, углефицированных и растительных остатков; *слоистость: 7* – параллельная отчетливая (*а*), неясная (*б*), *8* – косая и косоволнистая, *9* – деформированная; *10* – контакты (*а* – постепенные, *б* – эрозионные), *11* – горизонты с сейсмитами (SSDS). *Песок:* к/з – крупнозернистый, с/з – среднезернистый, м/з – мелкозернистый, т/з – тонкозернистый. Над осадочной колонкой указан номер разреза, абсолютная отметка рельефа и экспозиция лицевой стенки шурфа или расчистки.

би”. На глубине 210–245 см толща сложена серыми песками и супесями с косой и косоволнистой слоистостью, включающей единичные зерна гравия и крупного песка. Ниже по разрезу (245–280 см) залегают слоистые пески без признаков деформированности.

Судя по составу осадков и характеру слоистости, верхняя толща формировалась в озерно-ледниковых условиях, а на формирование нижней толщи могли оказать влияние речные потоки.

Аналогичные комплексы деформаций встречены и в других разрезах, вскрывших террасовые поверхности с выс. отм. над у. м. 134–139 м. При этом в осадочных толщах часто встречается тектонический наклон субпараллельных слоев песков (например, как в разрезах В5 и М7 на рис. 2), уже отмечавшийся ранее [22].

Сочетание пликативных и разрывных (хрупких) деформаций и нарушений, установленных в осадочных толщах террас, образует комплексы

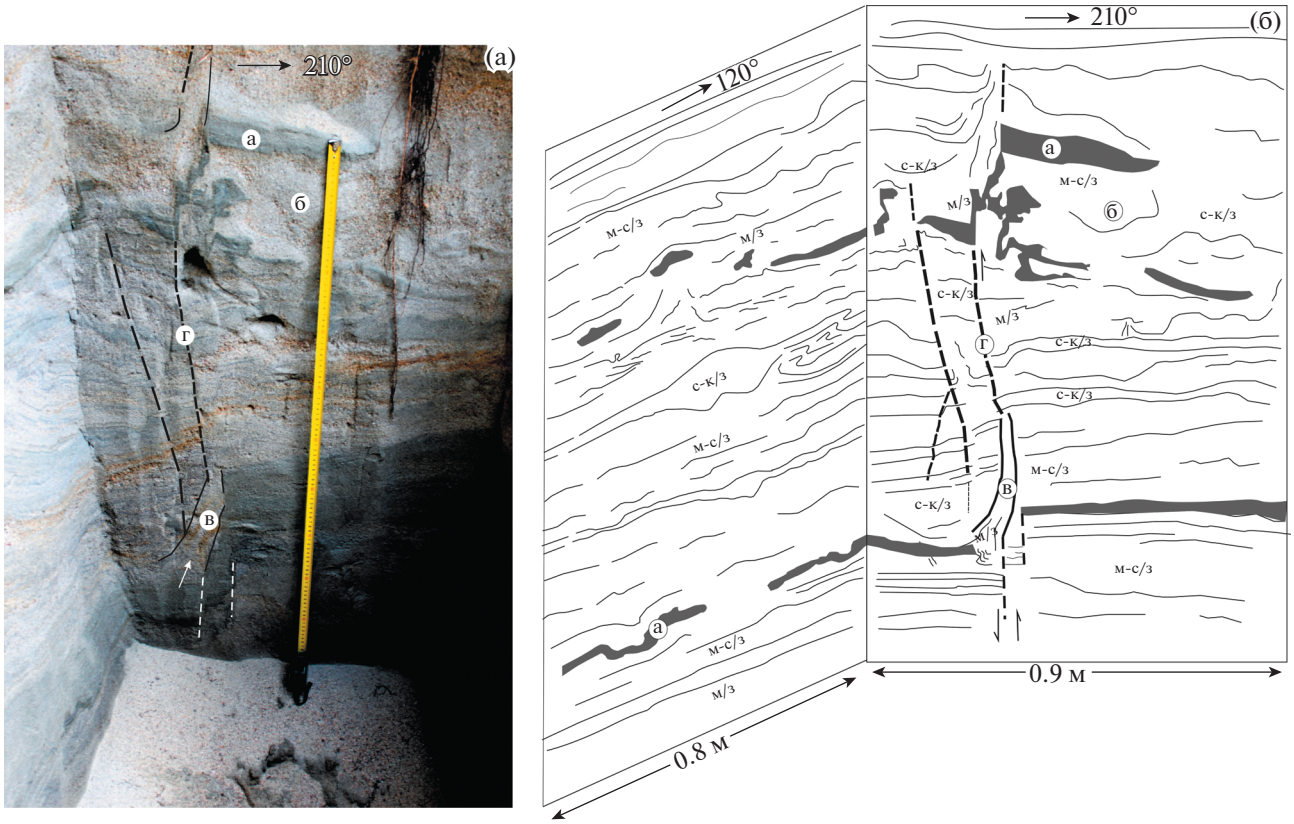

Рис. 3. Сочетание пликативных и разрывных деформаций в разрезе Д1.
(а) – фотография ЮВ стенки шурфа, (б) – зарисовка по СЗ и ЮВ стенкам шурфа.
Буквы в кружках: а – супесь, б – песок, в – дайка, г – трещины. Длина линейки на рис. (а) – 1 м. *Песок:* м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернистый.

сейсмонарушений. Пликативные деформации представлены текстурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с их взаимным проникновением, участками утолщения и сокращения мощности слоев, текстурами брекчирования и будинажа с “плавающими” фрагментами деформированного слоя, структурами “пламя”, диапироподобными внедрениями, закручиванием слоев в складки и другими признаками разжижения песков (рис. 5, а–д). Свидетельством разжижения песчаного материала является потеря ими первичной седиментационной слоистости и размытость рисунка разреза.

Среди разрывных деформаций преобладают трещины и микроразломы различной кинематики, а также песчаные дайки, толщиной от 4 до 20 см (рис. 3, 4, б). Трещины в песках (деформации растяжения), сопровождающие комплекс, представлены сбросами (часто встречными) и взбросами. В отдельных случаях микроразломы образуют “структуры проседания”: часть слоистой толщи, ограниченная с двух сторон сбросами, оказывается опущенной в нижележащие слои (рис. 4, в, г). Песчаные дайки нередко сопутствуют сбросам. По зарисовке юго-восточной стенки шурфа, вскрывшего 11.5-метровую террасу, хорошо видно, как по субвертикальной трещине развиваются микродайки, причем заполнение их песком происходит снизу вверх, после образования самих трещин (рис. 3).

В изученных разрезах выделяются от 1 до 3 деформированных горизонтов (рис. 2) мощностью от 20 см до 1.3 м, в которых относительно слаболитифицированные отложения подвергались различного рода нарушениям, деструкции и дезинтеграции, схожими с таковыми, возникающими при сильных сейсмических сотрясениях в высокосейсмичных областях [10, 13]. Цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе указывает на повторяемость предполагаемых сейсмических событий.

Проблема идентификации сейсмитов не является простой, поскольку в ряде случаев морфологически сходные образования возникают как в результате действия сейсмогенных, так и иных факторов (гляцигенных, гравитационных, седиментационных и др.). Характер проявления деформаций и их морфология в значительной сте-

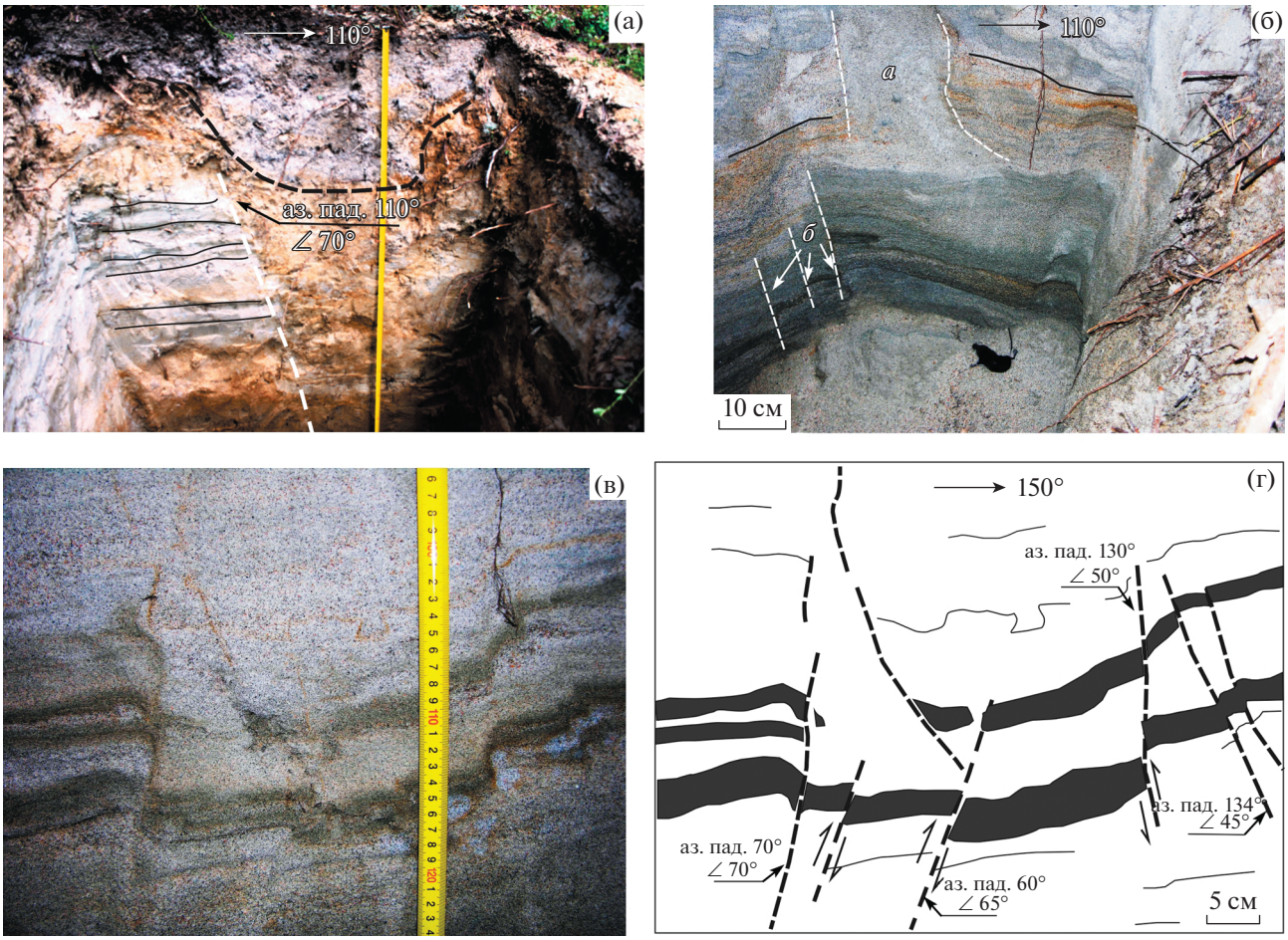

Рис. 4. Примеры хрупких (разрывных) деформаций.

(а) – сброс в разрезе Д2, смещающий толщу слоистых песков (длина линейки 1.3 м); (б) – кластическая дайка (*а*) и сбросы (*б*) в разрезе Д4; взбросы и сбросы в разрезе Д3 ((в) – фото, (г) – интерпретация).

пени зависят от литологического состава отложений, а также от степени литификации пород и геоморфологической обстановки в каждом конкретном месте. Эта проблема усложняется еще тем, что в областях проявления перигляциальных процессов нарушения в осадках часто связывают с криотурбациями – перемещениями в результате напряжений, возникающих в грунтах при неоднократных или неравномерных промерзаниях деятельного слоя над вечномерзлыми породами.

Образование пликативных и разрывных деформаций, выявленных в изученных разрезах, трудно объяснить криотурбационными процессами, поскольку вечная мерзлота в Кольском регионе имеет островное распространение и развита в основном на востоке и северо-востоке региона [27]. Морфология структур и сочетание пликативных и разрывных нарушений в одной толще не характерны для криопроцессов. Субгоризонтальная поверхность террас, отсутствие уклона, разнонаправленность хрупких деформаций исключают и возможность оползания песков. Ряд схожих синседиментационных мелкомасштабных дизъюнктивных нарушений мог бы быть образован при вытаивании сохранившихся на территории отдельных линз мертвого льда. Однако направленность нарушенных слойков песка снизу вверх, указывающих на проявление вертикально направленных к земной поверхности гидравлических сил, а также присутствие в разрезах инъекционных даек, исключает и эту гипотезу. Наиболее вероятным объяснением возникновения деформаций и нарушений в разрезах террас являются сотрясения, вызванные палеоземлетрясениями, следы которых ранее были обнаружены и в скальных породах как в районе неотектонической впадины Имандры, так и в смежном с ней Хибинском горном массиве [6, 9, 19, 20].

Механизм образования деформаций можно представить следующим образом. В песчаной неконсолидированной толще осадков в результате сейсмического сотрясения происходило разжижение материала, образовавшаяся песчаная масса перераспределялась, при этом формировались

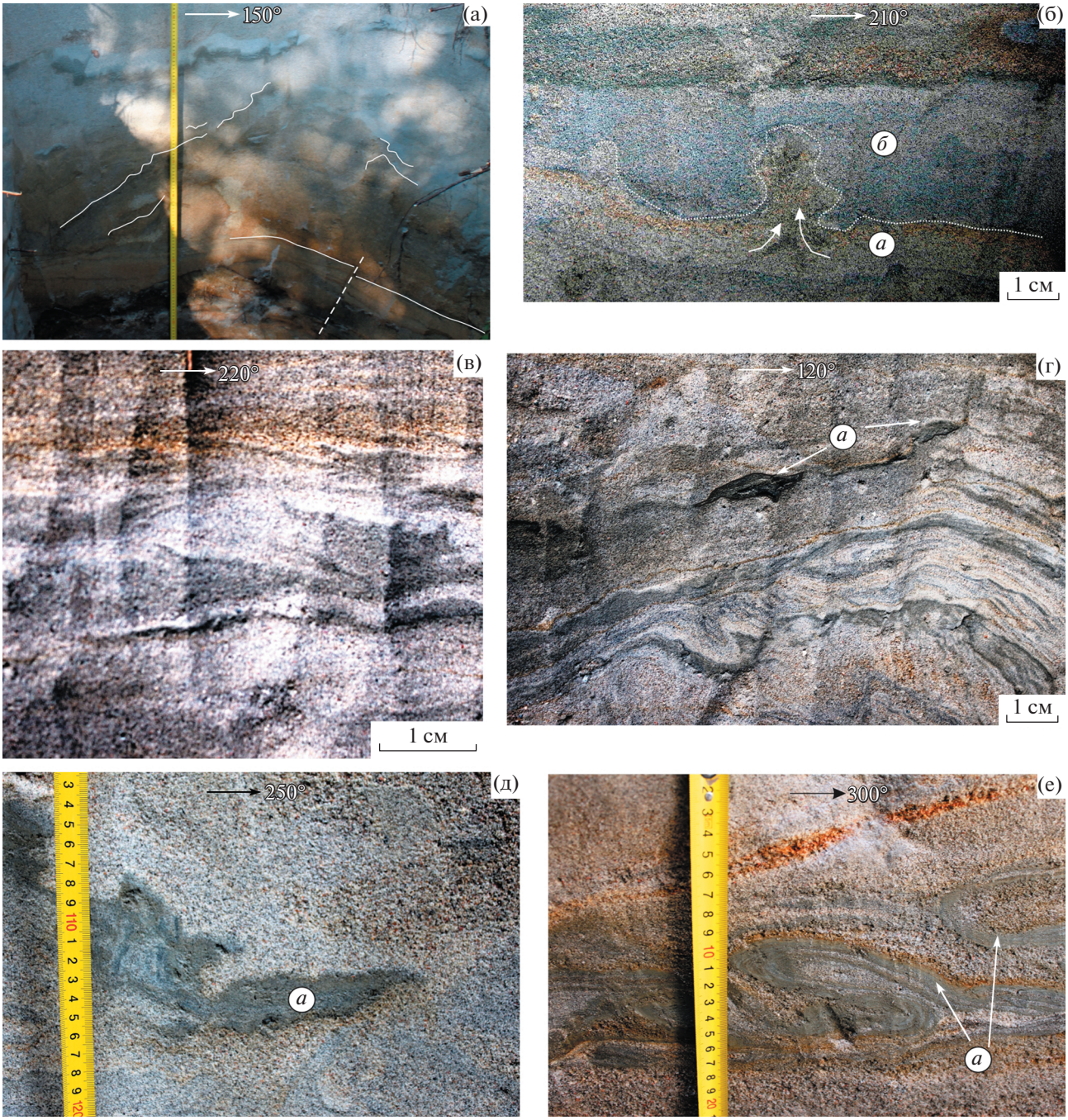

Рис. 5. Примеры пликативных деформаций.

(а) – явления разжижения и изменения ориентации слойков песка с субгоризонтальных на субвертикальные в разрезе Д3 (длина линейки 1 м); (б) – внедрения крупно-среднезернистых песков (*а*) в среднезернистые (*б*) в разрезе П4; (в) – структуры “пламя” в разрезе Д1; (г)–(д) – текстуры брекчирования и будинажа слоев супеси (*а*) в разрезе Д1; (е) – закручивание слоев тонкозернистого песка и супеси (*а*) в складки в разрезе П4 (длина линейки 20 см).

изгибы слойков, микроскладки, песчаные раздувы и сокращения мощности слоев, пластические интрузии (рис. 5, а–в). Иногда разжижение песков приводило к нестабильному положению залегавших над этой толщей слоев, способствовало их перемещению и деструктурированию, вплоть до разорванности слоев, будинирования, с образованием их “плавающих” фрагментов (рис. 5, г, д). Нередко в разрезах можно наблюдать изменение вытянутости слойков с субгоризонтальной на субвертикальную и образование складок вплоть до лежачих, приводящих к пережиму слоев

(рис. 5, е). Изменение вытянутости слойков в субвертикальном направлении явно указывает на вертикально направленные воздействия при спонтанном разжижении песков, как это часто происходит при сильных сейсмических сотрясениях [28]. Формирование трещин и даек возможно связано с последующим после основного события сейсмическим ударом (или ударами) – афтершоком. Силой при внедрении инъекционных даек было гидростатическое давление внутри песчаного пласта, насыщенного водой и обладавшего тиксотропными свойствами.

Анализ направлений тектонических элементов в изученных разрезах показал, что простирание сейсмогенных даек и трещин значительно варьирует, но в целом соответствует разломно-блоковой делимости территории. Деформации в разрезах Д1–Д3 тяготеют к зоне субширотного разлома, ограничивающего губу Уполокшскую с юга (или к узлу пересечения разломов субширотного и северо-западного простирания) (рис. 1, б). Активизация субширотной зоны в поздне-послеледниковое время проявляется в образовании (подновлении) серии ущельев-трещин, развитых вдоль зоны разлома на склоне возвышенности с выс. отм. 254.4 м. Эти ущелья, протяженностью от 0.6 до 1.2 км и шириной 35–100 м, имеют асимметричные склоны, днища их выполнены как глыбовым материалом, так и заболочены. Субпараллельные им голоценовые субширотные сбросы амплитудой 0.6–1.3 м, смещающие морену, были изучены ранее и с южной стороны этой же возвышенности [6].

Однако разрядка напряжений осуществлялась не только по доминирующим в этом районе субширотным направлениям. Геолого-геофизические исследования отражают активизацию линеамента СЗ простирания (330°), протяженностью более 20 км [29] и следующего вдоль Дарьеозерского оза. Здесь, под дном озера (т. н. 10 на рис. 1, б), в песках и алевритах, вскрытых несколькими скважинами, наблюдаются смещения слоев с амплитудами 1.8–2 м. В органогенных осадках этой же озерной котловины обнаружена осадочная брекчия, образованная в результате тектонического события, которое произошло в среднем голоцене ~6400 ± 340 кал. л. н. [11, 12]. Еще один активизированный разлом СВ простирания и протяженностью более 10 км выделен на западном фланге Экостровской Имандры (рис. 1, а). Активизация разрывного нарушения происходила на протяжении всего поздне- и послеледникового времени. Здесь же, в зоне разлома, были обнаружены свидетельства разжижения песчаного материала, образованного сильным землетрясением 13500 кал. л. н. [9].

Палеогеографические реконструкции и возраст сейсмитов. Согласно палеогеографическим реконструкциям, в позднеледниковье на месте пра-Имандры существовал приледниковый водоем [18]. При дегляциации территории происходило поднятие континента и постепенное осушение позднеледникового озера. В результате этих процессов и была образована серия террас, хорошо выраженных на побережьях озера. Освобождение территории Имандровской впадины ото льда относят к временному интервалу 10–11 тыс. л. н. [14, 18, 30]. По мнению ряда исследователей, продолжительность периода дегляциации в бассейне Имандры была исключительно мала [21]. Изучение террас озера Бабинская Имандра привело А.Д. Арманда к представлению о том, что после отступания ледника эта часть озера развивалась автономно, вероятно, из-за существования перемычки в виде глыбы мертвого льда, а частичное освобождение этой территории ото льда произошло ранее, чем принято считать, уже около 12–13 тыс. л. н. [21].

Возраст сейсмических деформаций можно определить лишь приближенно, определив время образования отложений, слагающих террасы, в которых они обнаружены. Судя по нескольким деформированным горизонтам, образование нарушений этого комплекса связано с серией сближенных событий, произошедших за относительно короткий промежуток времени.

Для определения возраста террас мы привлекли появившиеся в последние годы новые результаты радиоуглеродного датирования континентальных отложений – донных осадков озер и торфяно-болотных, сформированных уже после выведения площадок террас на дневную поверхность [31, 32]. Радиоуглеродные даты получены из образцов, отобранных из основания колонок органогенных отложений и торфяников (табл. 1). Судя по датам, начало накопления органики в озерах приходится на временной интервал от 9100 до 11370 кал. л. н. С этого времени происходит отступание края ледника, занимавшего депрессию озера Бабинской Имандры, и образование обширного пресноводного бассейна. Позднее, начиная с атлантического периода, стало происходить накопление торфа на поверхностях террас, которое продолжалось на протяжении всего атлантического, суббореального и субатлантического периодов [32, 33].

Судя по литологическому анализу, радиоуглеродным и биостратиграфическим данным, а также общим палеогеографическим условиям территории отложения озерно-ледниковых террас высотой 11.5 и 8.5 м были образованы в добореальное время: в период конца позднего дриаса – начала пребореала, около 12923 ± 117 – 11549 ± ± 205 кал. л. н. (11000–10000 ^{14}C л. н.). Более низкая 6.5-метровая терраса могла быть сформирована немного позднее, в конце пребореала – са-

Таблица 1. Возраст органогенных отложений*

№ скв.	Высота отм. над у. м., м	Тип осадков	Возраст		Лабораторный № образца	№ источника
			радиоуглеродный	календарный		
1Ос	129.8	гиттия+песок	9820 ± 260	11317 ± 450	ЛУ-6710	31
9	145.6	гиттия	9850 ± 120	11370 ± 190	ЛУ-7575	н/с
10	133.4	гиттия	8230 ± 300	9130 ± 360	ЛУ-7368	31
11	136.0	гиттия	9090 ± 190	10250 ± 280	ЛУ-7909	н/с
12	148.8	торф+гиттия+песок	7700 ± 120	8491 ± 109	ИГАН 4548	32
13	146.8	торф	7550 ± 130	8196 ± 127	ИГАН 4547	32
14	136–137	торф	5425 ± 120	6190 ± 130	ЛУ-8373	н/с
15	138	торф	2400 ± 70	2500 ± 120	ЛУ-8372	н/с
1Чун	204.9	гиттия	8690 ± 170	9800 ± 230	ЛУ-75472	32

Примечание. *Расположение скважин показано на рис. 1, а (скв. 1Ос и Ч1) и 1б (скв. 9–15), н/с – настоящее сообщение.

мом начале бореального периода, около 9978 ± ± 168 кал. л. н. (10000–8900 ^{14}C л. н.). Приблизительно к этим же интервалам следует отнести и возникновение сейсмитов.

Важно отметить, что подобные деформации в рыхлых отложениях террас Имандры встречались и ранее [34]. Например, на северном берегу Тик-Губы Экостровской Имандры в террасе с выс. отм. 129–130 м в озерно-ледниковых горизонтально-слоистых песках обнаружены смятия, разорванность (будинированность) темно-серых тонкозернистых прослоев и включения неправильной формы. Вся толща залегает на морене и слагает подмытый волнами холм высотой 2 м. Обнажения, вскрытые в обрыве 2-метровой террасы на западном берегу губы Белой, также несут следы постседиментационных деформаций в виде различных складок и смятий. Генезис этих деформаций, так же как аналогичных им в осадках шестиметровой террасы на о. Высокий Большой Имандры, ранее никто не рассматривал с позиций сейсмогенности. Однако учитывая тектоническую активность района Имандровской впадины, они могли быть также образованы в результате сейсмических сотрясений.

Определяемые к настоящему времени амплитуды смещений разрывов в рыхлых осадках варьируют от 0.2–0.5 до 1.8–2 м. Считается, что эффекты, связанные с разжижением грунтов, могут генерироваться землетрясениями с магнитудами (Mw)≥5 [35]. Учитывая общую сейсмологическую обстановку, морфологию расколов и трещин в скальных породах и амплитуды смещений по разломам в десятки см – первые метры, минимальная магнитуда предполагаемых сейсмических событий может быть оценена величиной ≥6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в разрезах рыхлых отложений террас озера Имандра запечатлены горизонты, отражающие сейсмические события с магнитудой ≥6, которые приводили к возникновению в песчано-супесчаных отложениях разнообразных по морфологии и размерам вторичных деформаций, образовавших единый комплекс, состоящий из интенсивно деформированных и деструктурированных отложений и ассоциирующих с ними кластических даек и трещин. Эти деформации связаны с несколькими сейсмическими событиями, которые происходили в позднем плейстоцене – начале голоцена 12.9–11.5 и 9.9 тыс. л. н. Именно этот период сопровождался и повышенной сейсмической активностью не только в Кольском регионе, но и во всей Фенноскандии. Установлена приуроченность сейсмитов к зонам активизированных в позднеледниковое время разломов субширотного и СЗ простираний, ограничивающих разномасштабные блоки земной коры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены по теме госзадания Геологического института ФИЦ КНЦ РАН № 0226-2019-0054 и частично поддержаны грантом РФФИ (проект № 18-05-60125, Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stewart L.S., Sauber J., and Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. Quaternary *Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1367–1389.
2. *Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F., and Fjeldskaar I.* Post-glacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. Quaternary Science Reviews. 2000. Vol. 19. P. 1413–1422.

3. *Mörner N.-A.* Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
4. *Kukkonen I.T., Olesen O., and Ask M.V., PFDP Working Group*. Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. Geol Fören. Stockh. Förh. 2010. Vol. 132 (1). P. 71–81.
5. *Lukashov A.D.* Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research. Peport YST-90. Espoo. 1995. 36 p.
6. *Николаева С.Б.* Палеосейсмологические проявления в СВ части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
7. *Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П.* О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2013. Т. 2. С. 79–93.
8. *Шварев С.В., Родкин М.В.* Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 44 (2). С. 35–60.
9. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880.
10. *Seilacher A.* Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology. 1969. Vol. 13. P. 155–159.
11. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С.* Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион) // Изв. РГО. Т. 148. Вып. 4. 2016. С. 38–52.
12. *Nikolaeva S.B., Lavrova N.B. and Denisov D.B.* A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield). Doklady Earth Science. 2017. Vol. 473. No. 1. P. 308–312.
13. Палеосейсмология / Под ред. Дж. П. Мак-Калпина. Т. 2. М.: Науч. мир, 2011. 400 с.
14. *Каган Л.Я., Лебедева Р.М., Стрелков С.А., Чижиков В.В.* Основные черты истории озера Имандра // Природа и хозяйство Севера. 1980. Вып. 7. С. 21–26.
15. *Егоров С.Ф.* Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры// Труды геоморфологического института. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Вып. 1. С. 173–243.
16. *Рихтер Г.Д.* Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л.: Гос. техн.-теоретич. изд-во, 1934. Вып. 5. 144 с.
17. *Туммель В.Ф.* Очерки западного побережья озера Бабинской Имандры // Труды Совета по изуч. произв. сил АН СССР / Мат-лы к географии района р. Нивы, Кольский полуостров. Л: Изд-во АН СССР, 1933. Вып. 6. С. 57–64.
18. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
19. *Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. 1989. № 2. С. 52–56.
20. *Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С.* Катастрофические гравитационные процессы на Севере России и опыт их радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2011. № 3. С. 87–94.
21. *Арманд А.Д., Самсонова Л.Я.* Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 96–111.
22. *Шварев С.В.* Послеледниковые тектонические движения и формирование террас озера Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология. 2003. № 4. С. 97–104.
23. *Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А., Евтюгина З.А.* Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13. № 4/2. С. 998–1007.
24. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1:1000000 / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 1 л.
25. *Niemelä J.* Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1000000. *J. Niemelä, I. Ekman, A. Lukashov* (Eds.). Espoo: Geological Survey of Finland. 1993.
26. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
27. Вечная мерзлота Кольского полуострова / Под ред. И.Я. Баранова // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева. Т. XIII. 1953. 180 с.
28. *Obermeier S.F., Olson S.M., and Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. Engineering Geology. 2005. Vol. 76. P. 209–234.
29. *Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А.* Оценка возможностей георадиолокации при изучении сейсмогенных нарушений и деформаций в донных осадках (на примере озера Уполокшское, северо-восток Фенноскандинавского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1189–1203.
30. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
31. *Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П.* История развития озера Осиновое (Кольский регион) в поздне- и постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений // Тр. КарНЦ РАН. 2016. № 5. С. 106–116.
32. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Денисов Д.Б.* Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 5. С. 34–47.

33. *Лебедева Р.М., Каган Л.Я., Иванова Л.В.* Биостратиграфические исследования голоцена Колдского полуострова // Природа и хозяйство Севера. 1987. Вып. 15. С. 8–11.
34. *Арманд А.Д., Лебедева Р.М., Черемисинова Е.А.* О позднеледниковых морских отложениях в районе озера Имандра // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.–Л.: Наука, 1964. С. 43–55.
35. *Sims J.D.* Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. Tectonophysics. 1975. Vol. 29. P. 141–152.

Reflection of paleoseismic events in late Pleistocene and Holocene deposits of the terraces of the Lake Imandra (Kola Region, Fennoscandian Shield)

S. B. Nikolaeva[a,#]

[a]*Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia*
[#]*E-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Soft-sediment deformation structures have been indentified in glaciolacustrine deposits of the terrace complexes of the Lake Imandra (Kola Region, NE of the Fennoscandian Shield). According to the paleoseismological criteria, we found that these deformation structures were induced by strong earthquakes. These earthquakes led to the occurrence of secondary deformations of various morphology and sizes in the sandy-sandy sediments, forming a single complex consisting of intensely deformed and destructed deposits and associated clastic dikes and cracks. Among the plastic deformations, the phenomena of liquefaction, boudinage structures, flame structures, irregular convolute stratifications, diapir-like structures and synsedimentary folds are developed. Among brittle deformations, cracks and micro-fractures and dykes, predominate. The spatial and stratigraphic distributions of soft-sediment deformation structures were used to infer about the activation of faults during the Late Glacial and Postglacial period of the sub-latitudinal and north-western strike directions that limit the different-scale blocks of the earth's crust.
According to radiocarbon analysis data and paleogeographic reconstructions, the formation of soft-sediment deformations took place at the end of the Young Dryas – the beginning of the Preboreal period between 12900–11500 cal yr BP, and later, in the Preboreal period – beginning of the Boreal period between 11500–9900 cal yr BP. It was this period that was accompanied by increased seismic activity not only in the Kola region, but also in the whole of Fennoscandia.

Keywords: seismites, lacustrine and glaciolacustrine deposits, terraces, Imandra Lake, Kola Region, Fennoscandian Shield

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was carried out at the Geological Institute of the Kola Science Center RAS (No. 0226-2019-0054) and was partly supported by grant of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) (project No. 18-05-60125, Arctic).

REFERENCES

1. Stewart L.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1367–1389.
2. Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F. and Fjeldskaar I. Post-glacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1413–1422.
3. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
4. Kukkonen I.T., Olesen O., Ask M.V., and PFDP Working Group. Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. *Geol Fören. Stockh. För.* 2010. Vol. 132 (1). P. 71–81.
5. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). *Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research*. Peport YST-90. Espoo. 1995. 36 p.
6. Nikolaeva S.B. *Paleoseismologicheskie proyavleniya v SV chasti Baltiiskogo shchita i ih geologo-tektonicheskaya pozitsiya*. (Paleoseismological manifestations in the NE part of the Baltic Shield and their geological and tectonic position). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2001. No. 4. S. 66–74. (in Russ.)
7. Verzilin N.N., Bobkov A.A., Kulkova, M.A., Nesterov E.M., Nesterova L.A., and Madyanova N.P. *O vozraste i obrazovanii sovremennogo raschlenennogo rel'efa severa Kol'skogo poluostrova*. (On the age and education of the modern dissected relief of the north of the Kola Peninsula). *Vestnik SPbGU. Ser. 7. Geologiya, geografiya*. Vol. 7 (2). P. 79–93. (in Russ.)
8. Shvarev S.V. and Rodkin M.V. *Strukturnaya pozitsiya i parametry paleozemletryasenii v raione gory Vottovaara (Srednyaya Kareliya, vostochnaya chast' Fennoskandinavskogo shchita*). (Structural position and parameters of paleo-earthquakes in the region of Mount Vottovaara (Middle Karelia, eastern part of the Fennoscandinavian shield)). *Voprosy inzhenernoi seismologii*

(Seismic Instruments). 2018. Vol. 44 (2). P. 35–60. (in Russ.)

9. Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V., and Rodkin M.V. *Detal'nye paleoseismogeologicheskie issledovaniya v bortovoi zone vpadiny ozera Imandra (Kol'skii region): novye podkhody i rezul'taty.* (Detailed paleoseismological research on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region): new approaches and results). *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2018. Vol. 59. No. 6. P. 866–880. (in Russ.)
10. Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology.* 1969. Vol. 13. P. 155–159.
11. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Denisov D.B., and Tolstobrov D.S. *Sledy katastroficheskikh protsessov v donnykh osadkakh ozer zapadnogo poberezh'ya ozera Babinskaya Imandra (Kol'skii region).* (Traces of catastrophic processes in the bottom sediments of lakes on the west coast of Lake Babinskaya Imandra (Kola region)). *Izv. RGO.* Vol. 148. Vyp. 4. 2016. P. 38–52. (in Russ.)
12. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., and Denisov D.B. A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield). *Doklady Earth Science.* 2017. Vol. 473. No. 1. P. 308–312.
13. *Paleoseismologiya.* (Paleoseismology). Dzheims P. Mak-Kalpin (Ed.). Vol. 2. M.: Nauchnyi mir (Publ.), 2011. 400 p. (in Russ.)
14. Kagan L.Ya., Lebedeva R.M., Strelkov S.A., and Chizhikov V.V. *Osnovnye cherty istorii ozera Imandra.* (The main features of the history of Lake Imandra). *Priroda i hozyaistvo Severa*. 1980. Vyp. 7. P. 21–26. (in Russ.)
15. Egorov S.F. *Rel'ef i nanosy vostochnogo poberezh'ya Bolshoi Imandry.* (Relief and sediments of the eastern coast of the Great Imandra). *Trudy geomorfologicheskogo instituta*. L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), Vyp. 1. 1931. P. 173–243. (in Russ.)
16. Rihter G.D. *Fiziko-geograficheskii ocherk ozera Imandra i ego basseina.* (Physico-geographical sketch of Imandra lake and its basin). L.: Gosudarstvennoe tekhniko-teoreticheskoe izdatel'stvo (Publ.), Vol. 5. 1934. 144 p. (in Russ.)
17. Tummel V.F. *Ocherki zapadnogo poberezh'ya ozera Babinskoi Imandry.* (Essays on the western coast of Lake Babinskaya Imandra). *Trudy Soveta po izuch. proizv. sil AN SSSR. M-ly k geografii raiona r. Nivy – Kol'skii poluostrov.* L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1933. Vyp. 6. P. 57–64. (in Russ.)
18. Lavrova M.A. *Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova.* (Quaternary geology of the Kola Peninsula). M.–L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1960. 234 p. (in Russ.)
19. Avenarius I.G. *Morfostrukturnii analiz zony noveishikh dislokatsii na yuzhnom sklone Hibin.* (Morphostructural analysis of the zone of the newest dislocations on the southern slope of the Khibiny). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1989. No. 2. P. 52–56. (in Russ.)
20. Romanenko F.A., Lukashov A.A., and Shilova O.S. *Katastroficheskie gravitatsionnie protsessy na Severe Rossii i opyt ikh radiouglerodnogo datirovaniya.* (Catastrophic gravitational processes in the North of Russia and the experience of their radiocarbon dating). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2011. No. 3. P. 87–94. (in Russ.)
21. Armand A.D. and Samsonova L.Ya. *Morskie otlozheniya i golotsenovaya tektonika raiona Kandalakshi. Osnovnie problemi geomorfologii i stratigrafii antropogena Kol'skogo poluostrova.* (Sea sediments and Holocene tectonics of the Kandalaksha region. Main problems of the geomorphology and stratigraphy of the anthropogenic Kola Peninsula). L.: Nauka (Publ.), 1969. P. 96–111. (in Russ.)
22. Shvarev S.V. *Poslelednikovye tektonicheskie dvizheniya i formirovanie terras ozera Imandra – Kol'skii poluostrov.* (Postglacial tectonic movements and terrace formation of Lake Imandra (Kola Peninsula)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2003. No. 4. P. 97–104. (in Russ.)
23. Asming V.E., Kremenetskaya E.O., Vinogradov Yu.A., and Evtyugina Z.A. *Ispol'zovanie kriteriev identifikatsii vzryvov i zemletryasenii dlya utochneniya otsenki seismicheskoi opasnosti regiona.* (The use of identification criteria for explosions and earthquakes to refine the assessment of the seismic hazard of the region). *Vestnik MGTU.* 2010. Vol. 13. No. 4/2. P. 998–1007. (in Russ.)
24. Geologicheskaya karta Kol'skogo regiona. Masshtab 1:1000000. (Geological map of the Kola region. Scale 1:1000000). Mitrofanov F.P. (Ed.). Apatity: KSC RAS. 2001. L. l. (in Russ.)
25. Niemelä J. Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1000000. J. Niemelä, I. Ekman, A. Lukachov (Eds.). Espoo: Geological Survey of Finland. 1993.
26. Zykov D.S. *Noveishaya geodinamika Severo-Karel'skoi zony (Baltiiskii shchit).* (The latest geodynamics of the North Karelian zone (Baltic shield)). M.: GEOS (Publ.), 2001. 146 p. (in Russ.)
27. *Vechnaya merzlota Kol'skogo poluostrova*. (Permafrost of the Kola Peninsula). I.Ya. Baranova (Ed.). *Trudy In-ta merzlotovedeniya im. V.A. Obrucheva*. 1953. T. XIII. 180 p. (in Russ.)
28. *Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology.* 2005. Vol. 76. P. 209–234.
29. Rodionov A.I., Nikolaeva S.B., and Ryazantsev P.A. *Otsenka vozmozhnostei georadiolokatsii pri izuchenii seismogennykh narushenii i deformatsii v donnykh osadkakh (na primere ozera Upolokshskoe, severo-vostok Fennoskandinavskogo shchita.* (Evaluation of GPR capabilities in the study of seismogenic faulting and deformation in the bottom sediments of Lake Upoloksha (northeast of the Fennoscandian Shield)). *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9. No. 4. P. 1189–1203. (in Russ.)
30. Evzerov V.Ya. and Nikolaeva S.B. *Poyasa kraevykh lednikovykh obrazovanii Kol'skogo regiona.* (Belts of regional glacial formations of the Kola region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2000. No. 1. P. 61–73. (in Russ.)
31. Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kol'ka V.V., and Korsakova O.P. *Istoriya razvitiya ozera Osinovoe (Kol'skii region) v pozdne- i postlednikovoe vremya po materialam diatomovogo analiza donnykh otlozhenii.* (The history of the development of Osinovoe Lake

(Kola Region) in the late and post-glacial times based on diatom analysis of bottom sediments). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*. 2016. No. 5. P. 106–116. (in Russ.)

32. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Tolstobrov D.S., and Denisov D.B. *Rekonstruktsiya paleogeograficheskikh obstanovok golotsena v raione ozera Imandra (Kol'skii region): rezul'taty paleolimnologicheskikh issledovanii*. (Reconstructions of paleogeographic conditions of Holocene in the lake Imandra area (Kola region): results of paleolimnological researches). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*. 2015. No. 5. P. 34–47. (in Russ.)
33. Lebedeva R.M., Kagan L.Ia., and Ivanova L.V. *Biostratigraficheskie issledovaniya golotsena Kol'skogo poluostrova*. (Biostratigraphic studies of the Holocene of the Kola Peninsula. *Priroda i khoziaistvo Severa*. 1987. Vyp. 15. P. 8–11. (in Russ.)
34. Armand A.D., Lebedeva R.M., and Cheremisinova E.A. O pozdnelednikovyh morskih otlozheniyah v raione ozera Imandra. (About Late Glacial marine deposits in the area of Lake Imandra). *Chetvertichnye otlozheniya i gruntovye vody Kol'skogo poluostrova*. M.–L.: Nauka (Publ.), 1964. P. 43–55. (in Russ.)
35. *Sims J.D.* Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29. P. 141–152.