

УДК 551.248+551.432

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ НА ОСТРОВАХ КУЗОКОЦКОГО АРХИПЕЛАГА (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ, ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ)

© 2022 г. С.В. Шварев^{1,2*}, И.В. Бондарь², Ф.А. Романенко³, Н.Н. Луговой^{1,3}

¹ Институт географии РАН, г. Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет, г. Москва, Россия

* e-mail: shvarev@ifz.ru

Поступила в редакцию ?????; после доработки ?????

Принята к публикации ?????

Аннотация. Детальные палеосейсмогеологические, морфотектонические и тектонофизические исследования с применением дистанционной и наземной съемки проведены на островах Кузокоцкого архипелага, расположенного на юго-западном побережье Кандалакшского залива Белого моря. Установлены: а) кинематические параметры сейсморазрывов, включающие сдвиги, взбросо-сдвиги по разрывам генерального (ССЗ) направления, соответствующего бортовым структурам Кандалакшского грабена, и сдвиги, сбросо-сдвиги, раздвиги по разрывам ЗСЗ-направления, отвечающего структурам грабена Великой Салмы; б) соответствие параметров сейсморазрывов (реверсивные сдвиги) периодическим изменениям поля тектонических напряжений с северо-западного на северо-восточное сжатие; в) унаследованность сейсмодеформаций и развития новейшей морфоструктуры в рамках доминирования структур Кандалакшского грабена при периодической активизации грабена Великой Салмы; г) три основных этапа сейсмогенного обновления: I – доледниковый и начало позднеледниковья; II – позднеледниковье; III – голоцен; д) три основных сейсмических эпизода в позднем голоцене: 2.3–2.2 тыс. л.н.; 1.5–1.4 тыс. л.н. и 0.5–0.4 тыс. л.н.; д) следы максимальных сотрясений, соответствующие IX+ и X баллам, локализованные вдоль внешнего северного (Велико-Салминского) фланга архипелага и относящиеся ко всем этапам сейсмогенного обновления.

Ключевые слова: палеоземлетрясения, сейсморазрывы, тектонические напряжения, морфотектоника, сейсмодеформации, Белое море, голоцен.

DOI: <https://doi.org/10.21455/GPB2022.2-????>

Цитирование: Шварев С.В., Бондарь И.В., Романенко Ф.А., Луговой Н.Н. Голоценовые палеосейсмодеформации на островах Кузокоцкого архипелага (Кандалакшский залив Белого моря, Восточная Фенноскандия) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21, № 2. С. ?????
<https://doi.org/10.21455/GPB2022.2-????>

ВВЕДЕНИЕ. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Кузокоцкий архипелаг – группа невысоких островов (10–20 м над ур. моря, максимальная высота – 27.4 м) на юго-западном побережье Кандалакшского залива (Карельский берег). Острова компактно расположены на подводной ступени 10×5 км с глубинами до 10–20 м (в отдельных котловинах – до 38 м), вытянутой вдоль юго-западного борта прол. Великая Салма. Выходящие на поверхность породы кристаллического фундамента с преимущественной ледниковой и отчасти водно-ледниковой и морской моделировкой поверхности формируют типичный для окраины Фенноскандинавского щита структурно-денудационный рельеф.

На одном из безымянных скальных островов (луд) архипелага исследованиями И.Г. Авенариус [2008] были обнаружены нарушения в виде рвов протяженностью в десятки метров, идентифицированные как

палеосейсмодислокации и отнесенные по внешним признакам к позднему голоцену. Позднее и на других островах архипелага (острова Кокоиха, Покормежный, Медвежий) были описаны сейсмогенные формы рельефа, образованные сочетанием рвов и трещин с уступами, каменными хаосами, подброшенными глыбами [Мараханов, Романенко, 2014].

Палеосейсмодеформации (в терминологии А.А. Никонова [1995]) не являются уникальными для исследуемого района. В непосредственной близости от Кузокоцкого архипелага подобные структуры встречаются южнее в 20–30 км, в районе губы Чупа [Лукашов, 2004; Верзиллин, Бобков, 2008] и севернее, в 10–15 км, в районе п-ова Киндо [Авенариус, 2008; Мараханов, Романенко, 2014] и в 30–35 км, в районе губы Ковда [Николаева, 2019]. Площади распространения изученных палеосейсмодеформаций колеблются от

сотен (~300 км² [Николаева, 2019]) до первых тысяч (~1200 км² [Лукашов, 2004]) кв. километров. Возраст породивших их землетрясений оценивается позднеледниковьем и голоценом (инструментально установленные даты: 7.1–7.0 тыс. л.н. [Николаева, 2019]; 1.9–1.8 (дата определена как средняя из возможного диапазона 2.3–1.4 тыс. л.н. [Мараханов, Романенко, 2014]); 0.5–0.4 тыс. л.н. [Мараханов, Романенко, 2014]). Подавляющее большинство документированных сейсмодеформаций отнесены к вторичным, отвечающим сейсмическим сотрясениям, однако фиксируются и сейсморазрывы. Следы наиболее молодого землетрясения, обнаруженные на о. Авенариус (~400–500 л.н.), были сопоставлены с сильнейшими историческими землетрясениями в центральной части Белого моря в 1542 г. ($M = 5.0 \pm 0.7$; $I_0 = (6.5) \pm 0.5$) и в 1627 г. ($M = 6.5 \pm 0.5$; $I_0 = (8) \pm 0.5$) [Никонов, 2004, 2008]. При этом интенсивность сотрясений по критериям INQUA-scale [Michetti et al., 2004] оценивалась в 9 баллов [Мараханов, Романенко, 2014]. Недавно, по вновь обнаруженным историческим данным дата землетрясения 1542 г. была уточнена: 13.08.1550 г. [Нечаев, Никонов, 2021].

Вслед за пионерными исследованиями проводились специализированные работы по параметризации палеоземлетрясений [Горбатов и др., 2017, 2020]. В результате значительная часть деформаций постледникового рельефа потенциально сейсмического генезиса, описанных ранее в качестве активизированных разломов и первичных сейсмодислокаций [Авенариус, 2008; Мараханов, Романенко, 2014], была отнесена к формам ледниковой экзарации и селективной эрозии. Остальные деформации признаны сейсмическими по происхождению и постледниковыми по возрасту, но исключительно вторичными (гравитационными и вибрационными) формами, а занимаемые ими площади оценены в первые десятки кв. километров. В качестве потенциальных сейсмогенерирующих структур были определены локальные, не выходящие на поверхность («слепые») разломы протяженностью в первые километры, выделенные по результатам линеamentного анализа или ареалам вторичных деформаций. Породившие их землетрясения отнесены к категории малоглубинных ($H < 2\text{--}5$ км) и низкомagnitudeных ($M < 4.5$) [Горбатов и др., 2017, 2020].

В то же время значительное количество признаков указывает на то, что главные сейсмолинеаменты (сейсмогенерирующие зоны) расположены в пределах акваторий [Шварев и др., 2015]. Это характерно как для главной структуры – неотектонически обновленного Кандалакшского грабена с установленными опусканиями дна в позднем плейстоцене и голоцене (за период ~100 тыс. лет), превышающими 200 м [Тарасов, Шлыкова, 2006], так и для примыкающих к ней оперяющих структур – грабенов проливов и заливов с наблюдаемыми на сейсмоакустических профилях смещениями голоценовых (<11 тыс. л.н.) поверхностей по разломам на первые метры [Рыбалко и др., 2011].

В пределах акваторий сосредоточены и крупнейшие сейсмогравитационные формы рельефа. Оползни, мощность тел которых превышает 100 м, развиты вдоль юго-западного борта Кандалакшского грабена

[Рыбалко и др., 2009]. Активность разломов проявляется и в мощных выбросах газов, деформирующих донные отложения, плотностных и температурных аномалиях придонных вод [Рыбалко и др., 2011]. Поэтому резонно отнести многочисленные палеосейсмодеформации побережий к периферическим частям очаговых зон, скрытых под акваторией Кандалакшского залива и прилегающих проливов и заливов. В упомянутых выше оценках, констатирующих только местную малоглубинную сейсмичность, признается приоритет структур Кандалакшского грабена в геодинамике региона. Но при этом полученные локальные оценки экстраполируются на главные структуры, определяя палеосейсмическую активность Кандалакшского грабена в позднеледниковье и голоцене как $M = 2.9\text{--}4.4$ [Горбатов и др., 2020].

Таким образом, на настоящий момент взгляды на сейсмический потенциал исследуемой территории значительно расходятся. Констатация следов сильного землетрясения в недавнее историческое время [Никонов, 2008] на территории, где по вероятностным расчетам такие события не предполагаются даже с максимальным периодом повторяемости 10 тыс. лет [Уломов и др., 2019], определяет исключительную важность адекватных палеосейсмических оценок. Однако для всесторонне обоснованного анализа даже при обилии косвенных признаков сильных землетрясений разного возраста – как исторических, так и палеособытий, ощущается нехватка фактических данных и, прежде всего, сеймотектонических и тектонофизических. Это определило приоритетные задачи нашего исследования, включающие:

- 1) поиск первичных сеймотектонических форм (сейсморазрывов) и определение их пространственно-кинематических параметров;
- 2) пространственно-временную параметризацию палеоземлетрясений по совокупности первичных и вторичных сейсмодеформаций и установление связей между главными сейсмогенерирующими структурами в акватории и деформациями на суше;
- 3) оценку сеймотектонических деформаций в контексте общих закономерностей региональных тектонических напряжений;
- 4) комплексное детальное обоснование наблюдаемых деформаций в геологическом, структурно-тектоническом, тектонофизическом, геоморфологическом и палеогеографическом аспектах.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Тектоника и дочетвертичные образования

В геологическом строении изучаемого района принимают участие архейские и протерозойские образования, почти повсеместно перекрытые чехлом четвертичных отложений [Астафьев и др., 2012]. Наиболее широко развит хаутоварский надгоризонт среднего лопья верхнего архея (рис. 1, а).

Он представлен двумя комплексами: 1) образования мигматит-плагиогранитного комплекса (мигматиты, гнейсоплагиограниты, гнейсотоналиты и гранодиориты) встречаются практически повсеместно; 2) беломорский метаморфический комплекс развит в

центральной и западной частях исследуемого района и состоит из лоухского и хетоламбинского подкомплексов, протягивающихся широкой полосой параллельно Кандалакшскому заливу с юго-востока на северо-запад. Лоухский подкомплекс представлен биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, а хетоламбинский – биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами [Богданов и др., 2003; Воинова и др., 2010; Астафьев и др., 2012]. К востоку от Кузокоцкого архипелага в пределах акватории Кандалакшского залива архейские метаморфические образования хаутоварского надгоризонта по региональному разлому резко сменяются позднепротерозойскими осадочными породами оленничкой серии среднего–верхнего рифея [Богданов и др., 2003; Воинова и др., 2010].

Детальное пространственное распределение комплексов и подкомплексов хаутоварского надгоризонта в пределах Кузокоцкого архипелага представляют материалы геологического картирования масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 (см. рис. 1, б): в восточной и северо-восточной частях (острова Кокоиха, Покормежный, Медвежий, п-ов Кузокоцкий) развиты породы лоухского подкомплекса (керетской толщи) – биотитовые и эпидотовые гнейсы и гранито-гнейсы, а в западной и юго-западной (острова Кастьян, Лушов, Кожамейкин, Березовый, Еловый) – породы хетоламбинского подкомплекса – амфибол-биотитовые и эпидот-амфибол-биотитовые гнейсы, часто гранитизированные [Смирнова, Солодка, 1960; Едовин и др., 1963]. Для большей части архипелага характерно общее падение пород к северо-востоку ($Az_{пл} 40-50^{\circ}$ до $40-70^{\circ}$) с единичными узкими антиклиналями северо-западного простирания (о. Кокоиха) и общий разворот азимутов падения к востоку вблизи Кузокоцкого полуострова [Едовин и др., 1963].

Гнейсы как лоухского, так и хетоламбинского подкомплексов на островах и побережье содержат многочисленные тела докембрийских амфиболитов и кварцевых метапесчаников (о. Кастьян). В центральной части о. Кокоиха тело амфиболитов прослеживается в одном из сейсморов, описанных ниже. Побережье о. Кастьян рассечено роем даек основных пород – диабазовых порфиритов и мончикитов, которые относятся к палеозою и могут быть отголосками внедрения Хибинской интрузии. Как правило, диабазовые порфириты внедрялись в гнейсы по системе трещин, часто ортогональных, залечивая их. Характерна смена простирания даек под прямым углом, коленообразные изгибы, резкие изменения ширины в зависимости от параметров трещины.

Крупные тектонические нарушения в пределах Карельского побережья формируют тектоническую рамку из разломов ССЗ- (I) и ЗСЗ- (II) направлений (см. рис. 1, а), из которых первое является доминирующим, формируя продольные блоки, параллельные побережью, а второе – диагональную делимость этих продольных зон. Выделяется также прибрежная полоса шириной ~20 км, ограниченная с востока разломом в акватории Кандалакшского залива и параллельным ему от основания п-ова Киндо, которая диагонально рассечена разломом по прол. Великая Салма (см. рис. 1, а). Тектонические нарушения этих

же генеральных направлений играют ведущую структурно-формирующую роль и на более детальном уровне (см. рис. 1, б), где фиксируются разрывные нарушения, отделяющие архипелаг от материковой части к югу и от п-ова Кузокоцкий к востоку [Едовин и др., 1963]. Заболоченный перешеек на п-ове Кузокоцкий, соединяющий его с материком (ранее здесь был волок для сокращения водного пути вокруг полуострова), сформировался на месте грабена с крутыми скальными бортами, сложенными габбро. Тело основных пород пересекает фонированные гнейсы.

В целом тектоническая позиция исследуемой территории характеризуется расположением в северо-восточной, Карельской части, Беломорского подвижного пояса палеопротерозойской активизации, занимающим на границе с Колвицким грабеном куттовую часть Кандалакшского залива (рис. 2, а) и являющимся северо-западным замыканием Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 2000, 2012] (рис. 2, б).

Новейшая тектоника

Новейшая тектоника района определяется сочетанием трех основных трендов: 1) суммарного восходящего движения Фенноскандии; 2) гляциоизостатических колебательных движений; 3) латерального давления со стороны раскрывающегося Срединно-Атлантического хребта [Юдахин и др., 2003]. Новейшие структуры имеют высокую степень унаследованности. Блоково-разломный каркас, влияющий на распределение новейших движений и локализацию напряжений, формируется радиально-концентрической структурой Фенноскандии, заложенной еще на дофанерозойской стадии развития [Светов, 1979; Светов, Свириденко, 1991; Свириденко, 2008]. Крупнейшими элементами этой, Циркумбалтийской, геодинамической системы [Юдахин и др., 2003] являются флексура Полканова [Полканов, 1956], обрамляющая Фенноскандинавский щит и радиальные горсто-грабеновые системы, в том числе система Онежско-Кандалакшского палеорифта. Разрывные нарушения, ограничивающие структурные области, на разных этапах функционировали в различных режимах. Они периодически обновлялись и дополнялись новообразованными, но пространственно сопряженными с древними, разрывами преимущественно СЗ-простирания и второстепенными субмеридиональными (ССЗ) и СВ- [Сыстра, 1991, 1996] разрывами. Унаследованность радиально-концентрической системы проявляется в новейшей структуре и в продольно-поперечном (СЗ–СВ) чередовании зон прогибаний и поднятий, характерных для всего Беломорского бассейна [Макаров и др., 2007].

Впадина Кандалакшского залива Белого моря, являющаяся зоной современного грабенообразования [Тектоническая..., 2010], пространственно подразделяется на унаследованную, юго-восточную, часть (Кандалакшский грабен), где активизированы древние рифейские структуры позднепротерозойского палеорифта, и новообразованную в поздне-последледниковый период северо-западную часть (Колвицкий грабен). Грабены разделены расположенной в непосредственной близости (5–10 км к западу) от Кузокоцкого архипелага межвпадинной перемычкой, где происходит

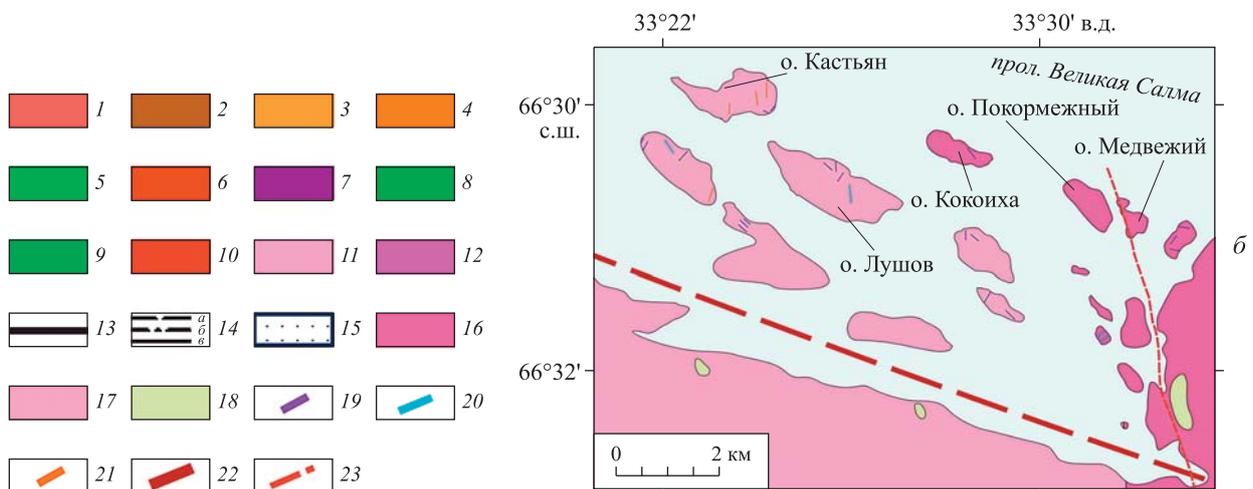
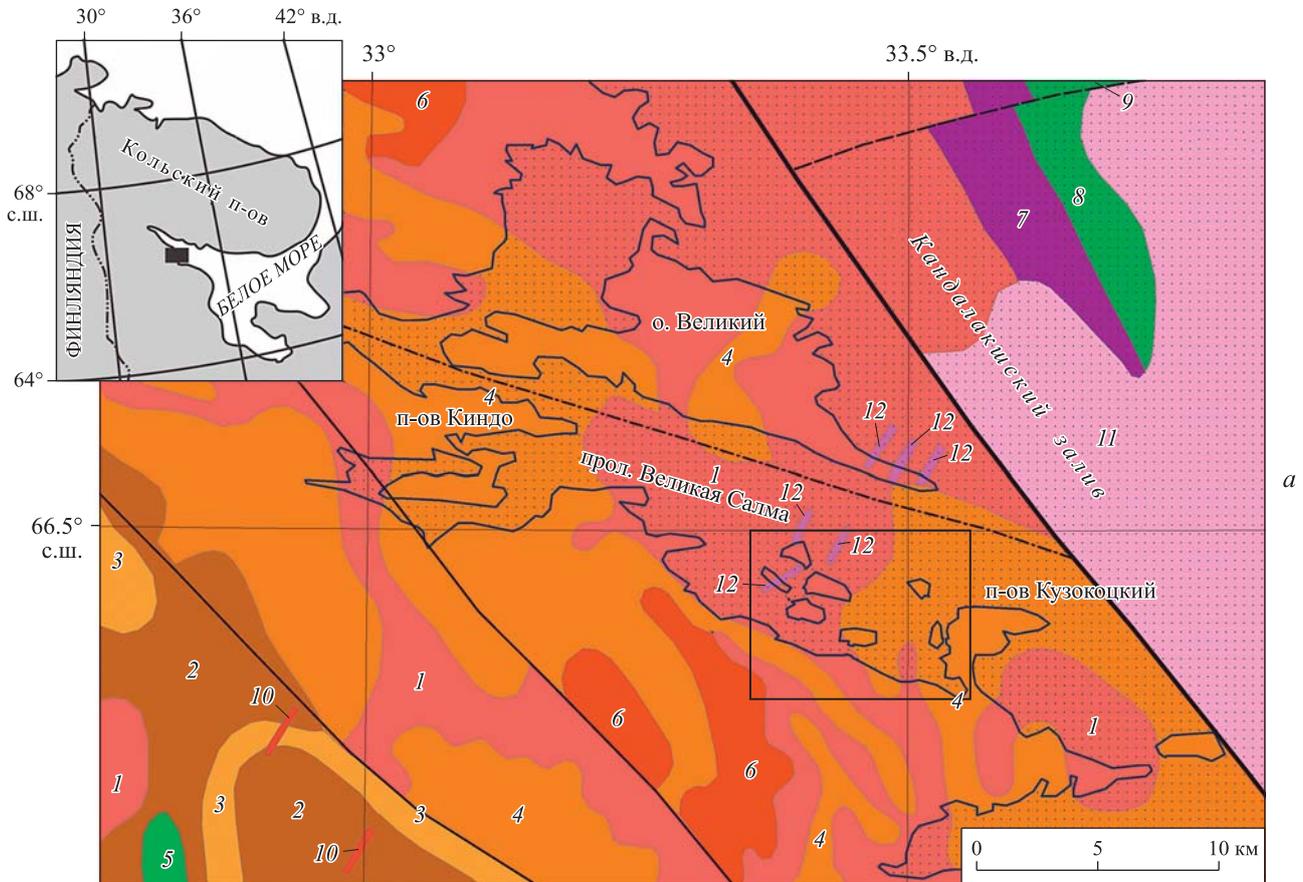
перенос напряжений растяжения с юго-западного бор-та в южной части рифтовой зоны на северо-восточный в северной [Балуев и др., 2012] и.

Детальные исследования на Карельском берегу [Баранская и др., 2019] выявили: а) резко дифференцированные вертикальные движения тектонических блоков в голоцене с разницей в скоростях поднятия до 5 мм/год, а суммарных амплитуд – до 20–40 м с максимальным поднятием в Ругозерско-Кузокоцком блоке, включающем исследуемый архипелаг; б) ЗСЗ-ориентировку Ругозерско-Кузокоцкого блока в целом и соответствующую ей ось восто-юго-восточного максимального главного нормального напряжения, установленную по системам новейших трещин скалывания; в)

резкое изменение направлений осей блоков от субширотного в районе губы Чупа (в 10 км к югу от района исследований) до запа-северо-западного в районе Великой Салмы и Кузокоцкого архипелага, что отражает влияние смены напряжений в районе межвпадинной перемычки.

Геоморфология и постледниковое развитие

Фиардово-шхерный рельеф Кузокоцкого архипелага развивается в условиях доминирования блоковой тектонической структуры, сформированной в течение нескольких этапов фанерозойской тектонической активизации, в том числе новейшей, и дробления



жесткого кристаллического фундамента. Рельеф отражает сопряженное воздействие: а) дифференцированных движений блоковых массивов; б) унаследованного постледникового и современного поднятия щита; в) интенсивного неотектонического опускания активизированных грабенов; г) экзарационного и аккумулятивного воздействия четвертичных ледниковых покровов; д) колебания уровня моря в постледниковое время.

Острова архипелага представляют собой структурно-денудационные гряды (сельги), возвышающиеся над современным уровнем моря на 10–20 м, а над дном субаквальной ступени – на 20–40 м. Максимальная амплитуда рельефа, включая субаквальную и субаэральную части, достигает 65 м. Поверхность островов обычно скальная или покрытая маломощным слоем рыхлых отложений, среди которых развиты водные (песчано-гравийно-галечные) фации и полностью отсутствуют ледниковые [Романенко, 2018], обнаруженные только в акватории прол. Великая Салма [Рыбалко и др., 2017]. Характерной особенностью рыхлого чехла является наличие валунных отмолок, связанных с древними береговыми линиями и свидетельствующих об интенсивных восходящих движениях, скорость которых достигала в начале голоцена 11 мм/год, а в настоящее время – 2.5–4 мм/год [Романенко, Шилова, 2012].

Для прилегающих к архипелагу участков Карельского берега характерно наличие нескольких террасовых уровней: 2 м (современная терраса); 3–6 м (1-я терраса); 8–12 м; 14–18 м; 18–28 м [Романенко, Шилова, 2012]. Согласно данным радиоуглеродного датирования по торфу и растительному детриту, выход первой террасы из зоны затопления произошел 200–500 л.н. [Игнатов и др., 2016]. Для наиболее высокой террасы (18–28 м) по морским раковинам получен возраст 7–8 тыс. лет, сопоставимый с трансгрессией Тапес [Игнатов и др., 2016]. Таким образом, субаэральное развитие рельефа

и формирование современного облика островов происходило в интервале после 7 тыс. л.н.

Субаквальная часть исследуемой территории имеет более выразительный рельеф. Господствующая форма здесь желоб прол. Великая Салма, отделяющий мелководную ступень Кузокоцкого архипелага от о. Великий. Основными чертами рельефа дна желоба и поверхности фундамента в его границах являются: а) увеличение глубин дна в направлении с северо-запада на юго-восток 40 до 140 м, а поверхности фундамента до 300 м; б) увеличение мощности осадочной толщи от 10 до 100–150 м; в) наличие изолированных котловин с глубинами до 120 м, разделенных порогами относительной высотой в несколько десятков метров; г) смещение оси желоба к южному борту, что формирует резкую поперечную асимметрию с крутым и резко расчлененным юго-западным (Кузокоцким) склоном и пологим северо-восточным (Великоостровским) склоном.

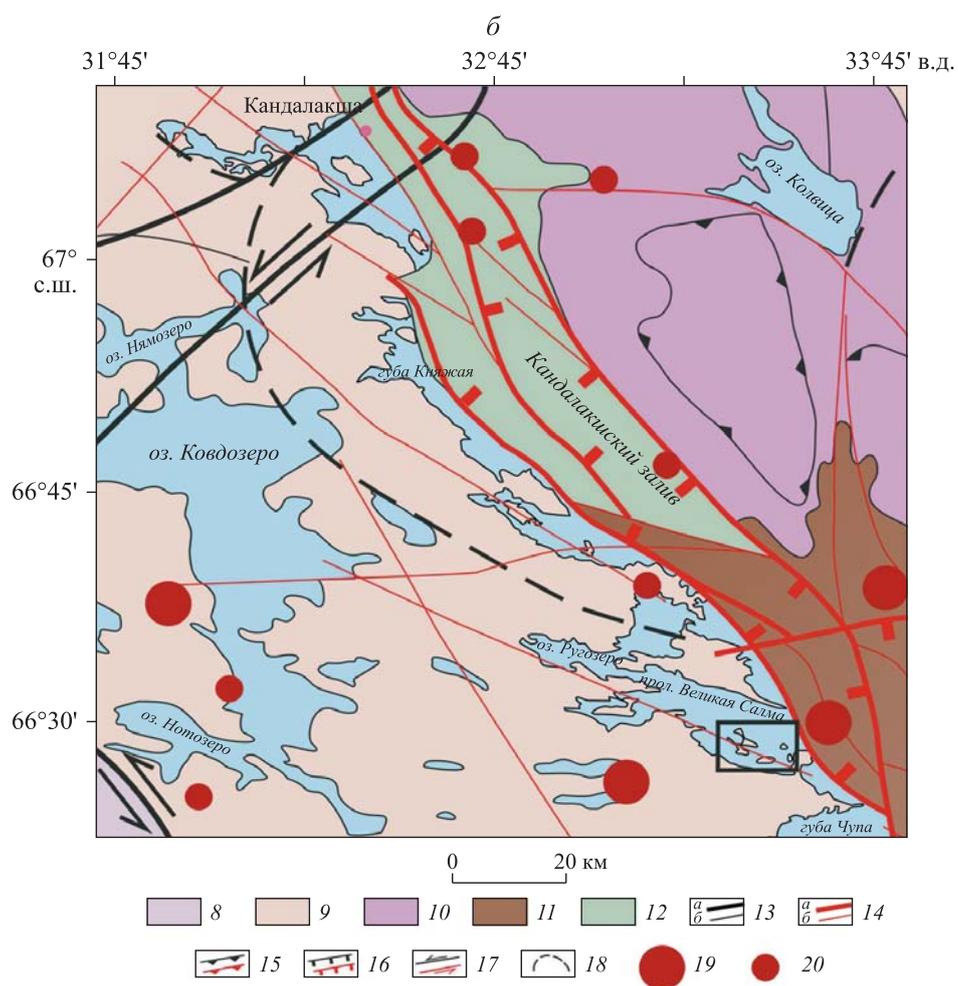
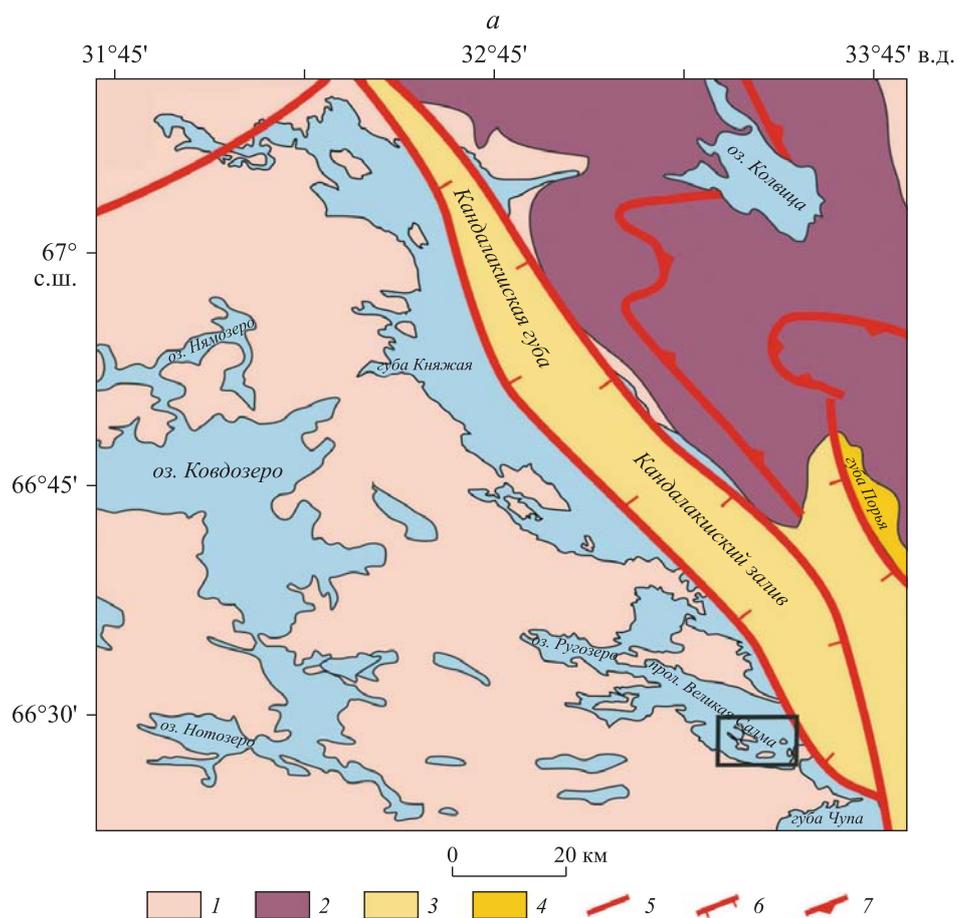
Перечисленные особенности свидетельствуют о первично-тектоническом происхождении желоба (грабена), активном погружении в новейшее время и резкой дифференцированности тектонических движений [Маев и др., 2010]. Сейсмоакустическими методами в осадочной толще и фундаменте выделены разрывные нарушения, определяющие блоковую делимость на уровне первых сотен метров, с вертикальными смещениями во всех комплексах отложений и в современном рельефе, указывающими на современную активность. Амплитуда смещения кровли фундамента по разрывам достигает 10–12 м (до 35–40 м), уменьшаясь к кровле осадочного чехла до первых метров [Старовойтов и др., 2018]. Поскольку осадочный чехол представлен отложениями не старше максимальной стадии Валдайского оледенения (20–18 тыс. л.н.), то скорость вертикальных смещений можно оценить в 0.5–2 м/тыс. л. На юго-западном борту грабена обнаружены блоковые оползни объемом до 800 000 м³,



Рис. 1. Геологическая карта района исследования по материалам государственного геологического картирования масштабов 1 : 1 000 000 [Богданов и др., 2003, Воинова и др., 2010] (а) и 1 : 200 000 [Смирнова, Солодкая, 1960] (б)

а. Поздний архей, средний лопий, хаутоварский надгоризонт: 1 – мигматит-плагиогранитовый комплекс; 2, 3 – беломорский метаморфический комплекс, лоухский подкомплекс: биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 4–5 – хетоламбинский подкомплекс: биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы; поздний лопий, гимольский надгоризонт: 6 – мигматит и анатектит-гранитовый комплекс; ранний протерозой, ранний карелий, сумийский надгоризонт: 7 – кандалакшская толща, конгломераты: парагнейсы, амфиболиты по вулканитам основного состава; 8 – кольвицкий габбро-анортозитовый комплекс; поздний карелий, вепсинский надгоризонт: 9 – порьегубский метаморфический комплекс; 10 – чупинский гранит-пегматитовый плутонический комплекс – жилы пегматитов и гранитов; поздний протерозой, рифей средний-поздний: 11 – оленецкая серия, гравелиты, песчаники, алевролиты, конгломераты; поздний рифей-ранний карбон: 12 – кандалакшский пикрит-фоидит-кимберлит-карбонатитовый гипабиссальный плутонический комплекс, трубки взрыва и дайки; разломы: 13 – главные; 14 – второстепенные (а – предполагаемые; б, в – установленные: б – под чехлом рыхлых отложений; в – экспонированные); 15 – акватория Белого моря.

б. 16 – керетская толща (лоухский подкомплекс); 17 – хетоламбинская толща; 18 – интрузии друзитовой серии; 19–21 – прочие интрузивные образования: 19 – пегматитовые жилы; 20 – кварцевые жилы; 21 – постархейские дайки миндалекаменных щелочных порфиринов, пикритов; 22, 23 – предполагаемые разрывы по данным геологических съемок: 22 – масштаба 1 : 200 000; 23 – масштаба 1 : 50 000



сдвигающие как моренный чехол, так и кристаллическое основание, формируя «лестницу» со ступенями шириной 100–200 м и высотой стенок 20–30 м [Рыбалко и др., 2013].

Современная, историческая и палеосейсмичность

Согласно сводному каталогу исторических и палеоземлетрясений Карелии [Никонов, 2004, 2013], следы доисторических (14–1.5 тыс. л.н.) землетрясений встречаются во всех частях Беломорского бассейна, но с наибольшим распространением и интенсивностью – в районе Кандалакшского залива и его кутовой (западной) части, где интенсивность определена в IX баллов. В историческое время зафиксировано пять ощутимых сейсмических событий магнитудами 3.5–6.5 [Никонов, 2008], из них четыре – вдоль южного борта Кандалакшского грабена, а три – в пределах Кандалакшского залива.

Современная сейсмичность соответствует выявленным палео- и историческим закономерностям: отмечена повышенная активность в западной части бассейна и слабая – в центральной и восточной частях [Морозов и др., 2019]. Современная сейсмичность проявляется событиями небольшой магнитуды, не превышающей 3.5, при этом около 85 % фиксируемых землетрясений имеют магнитуду < 2. В районе исследований обнаруживается интересная особенность в распределении современных, инструментально фиксируемых землетрясений: большая часть слабых неглубоких (< 5 км) очагов сосредоточена в пределах материковой части, а их положение и ориентировка совпадают с межблоковыми зонами низких порядков, выделенными по результатам морфоструктурного анализа [Шварев и др., 2015]. В то же время зоны главных разломов, расположенные в пределах акватории и побережий со следами палео- и исторических землетрясений, обнаруживают сейсмическое «молчание», свидетельствующее, очевидно, о более длительных периодах накопления напряжений и большей вероятности сильных событий [Морозов и др., 2019].

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выполнения поставленных задач применены морфотектонический, тектонофизический и палеосейсмогеологический анализы с использованием детальных дистанционных данных и 3D-моделирования

на основе цифровых моделей рельефа (ЦМР), а также методов относительной и абсолютной хронологии на основе инструментальных данных.

Морфотектонические методы

При проведении морфотектонических исследований мы опирались на несколько основных принципов: а) рельеф конформен тектонической структуре и отвечает темпам и характеру эндогенных процессов [Худяков, 1977; Флоренсов, 1978]; б) экзогенные формы рельефа, некоторые существенные черты их строения и распространения отражают темпы и характер молодых эндогенных процессов [Уфимцев, 1984]; в) литосфера дискретно структурирована в виде жестких блоков, окруженных зонами дробления [Красный, 1984; Садовский и др., 1987]; г) новейшие блоки разделяются разломными зонами – разломами с оперением, совокупные подвижки по которым составляют смещение по зоне в целом [Шерман и др., 1991; Семинский, 2008]. Морфотектоническая модель Кузокоцкого архипелага создана в масштабе 1 : 25 000. Методика выделения морфологически выраженной блоково-разломной структуры опирается на использование дистанционных данных высокого пространственного разрешения, включающих космические снимки с разрешением < 1 м (сервисы Google и Yandex) и ЦМР ArcticDEM (<https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>) (разрешение – 2 м и вертикальная точность – 1–3 м), и анализ топографических и батиметрических карт с сечением горизонталей и изобат 5–10 м. Анализ дистанционных и картографических материалов выполнен с применением ГИС-технологий (программы MapInfo, Global Mapper, SAS Planet).

Тектонофизические методы

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния применялся ряд тектонофизических методов. Основой для анализа являются данные полевых измерений пространственной ориентировки трещиноватости и зеркал скольжения, анализ геологических структур, а также детальные дистанционные изображения, полученные с помощью БПЛА, и созданные на их основе цифровые модели рельефа. Всего на островах Кузокоцкого архипелага было произведено 87 замеров, из них 61 – зеркал скольжения. Практически все зафиксированные зеркала скольжения расположены в пределах образованных или обновленных новейших



Рис. 2. Тектоническая схема кутовой части Кандалакшского залива по [Балуев и др., 2012] (а) и схема новейшей тектоники исследуемого района по [Тектоническая..., 2010] с упр. (б)

а. 1 – Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской активизации; 2 – Колвицкий гранулитовый пояс; 3 – Колвицкий грабен; 4 – Оленицкий вал; 5–7 – разломы: 5 – неопределенной кинематики, 6 – сбросы, 7 – взбросы. Прямоугольник – область детальных полевых исследований.

б. 8 – Карельский массив; 9 – Беломорский пояс; 10 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 11 – синрифтовый комплекс терригенных образований среднего-позднего рифея, выходящих на поверхность; 12 – области современного грабенообразования; 13 – древние разломы: а – ограничивающие крупные структуры земной коры, б – прочие; 14 – разломы, активизированные на неотектоническом этапе, а – ограничивающие крупные структуры земной коры, б – прочие; 15 – взбросы, надвиги; 16 – сбросы; 17 – сдвиги; 18 – кольцевые и дуговые структуры; 19–20 – эпицентры землетрясений: 19 – > 3 баллов, 20 – < 3 баллов. Прямоугольник – область детальных полевых исследований

тектонических структур – в бортах сейсморазрывов, нишах выбивания.

Метод *катакластического анализа* [Ребецкий и др., 2017] применялся для реконструкции положения главных осей напряжения. Для расчета использовалась программа STRESSgeol. Данный метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний (азимут и угол погружения осей максимального сжатия, растяжения и промежуточной). В процессе деформирования пород происходит преобразование части упругих деформаций в необратимые, которые обуславливают рассеяние механической энергии в некотором объеме геосреды. Начиная с определенного уровня осреднения по времени и пространству образование нового или активизацию ранее возникшего скола можно рассматривать как микроакт (по времени) квазипластического деформирования. Объединяясь, множество микроактов формируют процесс квазипластического или катакластического течения массива горных пород. Катакластическое течение – это разновидность пластического течения, определяемая относительным перемещением фрагментов (кластов) горных пород или катакластов без нарушения сплошности катаклизированного объема. Основным принципом работы программы является разделение зеркал скольжения на однородные выборки с достижением максимальной суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых этапов напряженного состояния.

Структурно-парагенетический метод применялся для анализа систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов и их объединения в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) [Расцветаев, 1987]. Малые разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, жилы и другие используемые в данном методе геологические стресс-индикаторы несут информацию о разных этапах деформирования. Важнейшим при этом анализе является выявление и исследование геомеханических семейств дизъюнктивных нарушений. Это семейство составляет вся совокупность дизъюнктивов определенного ранга, сформированных или активизированных в данном объеме деформируемой геологической среды в результате единого процесса тектонической деформации. Все дизъюнктивы, принадлежащие к единому геомеханическому семейству, представляют собой тектонически одновозрастные, близко расположенные структурные формы, закономерным образом сочетающиеся друг с другом и образующие в силу этого определенные геометрические фигуры, именуемые структурными рисунками. Образование дизъюнктивных структур происходит в целом согласно «физической теории образования разрывов», основывающейся на механике разрушения твердых тел (теория прочности О. Мора), которая накладывает строгие ограничения на геометрические и кинематические соотношения сопряженных сколов и отрывов.

Для определения кинематики смещения по обнаруженным сейсморазрывам был применен *структурно-геоморфологический* метод [Сим, 1991]. В основе метода лежат данные о развитии оперяющих разрывов в зоне динамического влияния горизонтальных сдвигов

в виде закономерно ориентированных между собой элементов триады разрывов: двух систем сколов и отрывов, выявляемых с помощью дешифрирования мелких прямолинейных элементов в зоне динамического влияния разломов. В нашей работе метод использован для детального масштаба, и реконструкция проводилась по рисунку обновленных открытых трещин, проработанных в условиях гипергенеза и отражающих поле напряжений, действовавшее в период последнего этапа рельефообразования, к которому относится время после деградации последнего оледенения. Дешифрирование проводилось с помощью программы SimSGM [Гордеев, Молчанов, 2019].

Палеосейсмогеологические методы

Палеосейсмогеологические исследования базировались на принципах использования остаточных сейсмогенных деформаций для определения и параметризации плейстосейстовых зон [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1973а, б, 1975]. В исследовании применялась общепринятая классификация [McCalpin, 2009], но для обозначения совокупности сейсмических эффектов в рельефе и грунтах использован термин «палеосеймодеформации» [Никонов, 1995], объединяющий сеймотектонические, сейсмогравитационные и гравитационно-сеймотектонические типы [Солоненко, 1972, 1973а], а также деформации встряхивания, сейсмогидродинамические, сейсмодинамические и деформации выброса (наброса) [Никонов, 1995].

В специфических условиях Кузкоцкого архипелага перечень сейсмодеформаций ограничен сейсморазрывами, сопровождаемыми линейными зонами дробления в скальных грунтах (сеймотектонический тип), сейсмообвалами (сейсмогравитационный тип), площадными зонами дробления (деформации встряхивания) и направленными сейсмоколлювиальными шлейфами (деформации наброса). Оценка истинных пространственных параметров деформаций затруднена ограниченным субазральным развитием территории, поэтому во многих случаях эти параметры можно определить только в минимальных градациях.

При оценке интенсивности мы взяли за основу официально принятые показатели [Michetti et al., 2007; Audemard et al., 2015]. Однако данные ESI-2007 по ряду показателей не содержат четких критериев и последовательного ряда, соответствующего увеличению балльности. Кроме того, данные по поверхностным эффектам некоторых известных землетрясений довольно значительно отличаются от принятых в шкале [Родкин и др., 2012]. К примеру, ширина разрывов при восьмибалльном Мондинском землетрясении (04.04.1950 г.) [Новый..., 1977], достигавшая 2 м, более чем на порядок превышает соответствующие балльной оценке критерии шкалы ESI-2007 и соответствует землетрясению XII баллов. То же относится и к амплитуде смещений. К примеру, при девятибалльном Сарыкамышском землетрясении (05.06.1970 г.) вертикальное смещение на крыльях сейсморазрыва достигало 1.5 м [Григоренко и др., 1973], что соответствует X баллам по шкале ESI-2007. Есть отклонения и в другую сторону.

К примеру, общая площадь распространения вибрационных эффектов от Тас-Юряхского землетрясения

Таблица 1. Оценка интенсивности землетрясений по параметрам сейсмодеформаций

I_0	Сейсморазрывы			Зоны дробления		Сеймонабросы		Сейсмо-обвалы. Объем отдельных шлейфов $V, \text{м}^3$	Грабены гравитационные (наличие)
	Длина $L, \text{км}$	Ширина $S, \text{м}$	Амплитуда $A, \text{м}$	Общая площадь распространения $Z, \text{км}^2$	Раскол отдельных глыб	Дальность отброса $D, \text{м}$	Величина глыб (поперечник) $R, \text{м}$		
VIII	0.1–1.0	0.01– 0.05*	0.01–0.05	100	–	0.05–0.1	1	10^3 – 10^5	–
IX	0.5–10.0	0.01– 2.0	0.05– 1.5	100–1000	+	0.1–5	4	10^3 – 10^5	–
X	2.5–130	(0.01– 2.0)	0.4– 3.5	5000	(+)**	5–100	>4	10^5 – 10^6	+
XI	60–150	1.0– 2.0)	3.0–7.0	10000	(+)			10^5 – 10^6	(+)
XII	150– 200	1.0– 2.0)	7.0–20.0	>50000	(+)			10^5 – 10^6	(+)

* Простым шрифтом обозначены параметры, принятые по шкале интенсивности ESI-2007, полужирным – по дополнительным источникам.

** В скобках – критерии, приведенные в шкале интенсивности ESI-2007 для более низких уровней интенсивности и экстраполируемые на более высокие уровни.

(18.01.1967 г., IX баллов) составила всего лишь 100–110 км² [Новый..., 1977], что на порядок меньше установленного критерия ESI-2007 и должна соответствовать сотрясениям VIII баллов. Определенные расхождения между отдельными показателями отмечены при исследовании недавних землетрясений в Туве (27.12.2011 г. с $M = 6.6$ и глубиной гипоцентра 17 км и 26.02.2012 г. с $M = 6.7$ и глубиной гипоцентра 9 км) [Еманов и др., 2013], где протяженность сейсморазрывов, составившая соответственно 2.5 и 3.8 км и общая площадь вторичных эффектов ~900 км² соответствуют IX баллам, а величина смещений (70 и 80 см) – X баллам [Овсюченко и др., 2016]. При этом протяженность первичных нарушений существенно меньше ожидаемой (в 4–5 раз), если исходить из известных соотношений между длиной сейсморазрыва и магнитудой [Wells, Coppersmith, 1994], а характер распространения вторичных нарушений показывает их приуроченность к отдельным формам рельефа. Вторичные эффекты могут не проявляться даже в непосредственной близости от сейсморазрыва [Овсюченко и др., 2016]. Поэтому мы применили шкалу ESI-2007, используя только часть показателей и с учетом возможных отклонений (табл. 1).

Дистанционная съемка БПЛА

Для ключевых участков территории архипелага осуществлена детальная аэрофотосъемка с применением беспилотного летательного аппарата (БПЛА) DJI Phantom-4 Pro v.2.0. Съемка производилась с высоты 20–200 м в надиру путем галсовых маршрутов с перекрытием не менее 60 %. Отдельные участки скальных уступов с сеймотектоническими деформациями были сняты с горизонтальным расположением камеры для перспективной съемки. Для дальнейшей обработки снимков использовано программное обеспечение Agisoft Metashape, с помощью которого проводилась

стереофотограмметрическая коррекция. Были построены цифровые модели рельефа (ЦМР) с разрешением 0.1 м и ортофотопланы с разрешением 0.05 м.

Датирование палеосейсмических событий

Для определения возраста палеоземлетрясений применялись два метода. Первый основан на инструментальном радиоуглеродном датировании: определении возраста накопления органических отложений, захороненных в результате землетрясений (под сейсмогравитационными шлейфами, в раскрытых трещинах под морскими осадками). Анализ образцов проводился в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН с применением жидко-сцинтилляционного метода. Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 8.20, калибровочная кривая IntCal20 [Reimer et al., 2020].

Второй способ основан на определении времени образования сейсмогенных форм рельефа по высоте над современным уровнем моря следов абразионно-аккумулятивной деятельности на стенках и в днищах сейсмогенных трещин, уступов и пр. Верхний уровень абразионной обработки внутри трещины или на уступе маркирует время ее образования (раскрытия). Региональный тренд поднятия суши и выхода ее из-под уровня моря в позднеледниковье и голоцене (с кратковременными относительными опусканиями в результате трансгрессий) определяет отсутствие следов абразии на вышележащих уровнях в течение практически всего времени после раскрытия трещины. Изменения уровня моря для Кольского полуострова реконструируются по выходу суши в субэральный режим, изменению состава вод отчленяющихся от моря водоемов и возраста соответствующих отложений [Corner et al., 2001]. Таким образом, зная относительные перемещения уровня

моря в конкретном районе Белого моря [Романенко, Шилова, 2012; Колька и др., 2015], можно с точностью до первых сотен лет определить время раскрытия тектонических трещин или смещения крыльев разрыва при условии, что это событие произошло не в субаквальных условиях. Другим вариантом этого способа является оценка возраста по захороненным в сейсмообвалах остаткам субаэральных отложений, по высоте залегания которых над современным урезом моря можно определить нижний предел времени сейсмического события.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Активизированная блоковая структура

Сопоставление морфоструктур дна Кандалакшского залива и прилегающих районов Кольского полуострова и Северной Карелии свидетельствует об их четкой пространственной связи (рис. 3, а). Система Кандалакшского грабена включает в себя не только субаквальные структуры; она прослеживается по обоим бортам одноименного залива в виде зоны морфолинементов северо-западного простираания общей шириной 30–40 км и трассируется далее к северо-западу в глубь материка. Такое же продолжение в материковой части Северной Карелии имеет система грабена Великой Салмы, трассирующаяся не менее 50–60 км от берега при выдержанной ширине ~10 км.

Основываясь на пространственном сопряжении наиболее контрастных и протяженных грабенов и уступов на дне Кандалакшского залива (см. рис. 3, а), здесь выделяются несколько крупных сегментов разрывных нарушений, определяющих уступы бортов основного грабена (1, 4, 5), погружения его осевой зоны (2, 3), диагонально-поперечное ступенчатое сопряжение Колвицкой и основной частей Кандалакшского грабена (6, 7) и оперяющие структуры (8, 9).

Структурная роль разрывов по простираанию может меняться. К примеру, сегмент 2 в направлении с северо-запада на юго-восток от борта грабена переходит в осевую часть, где кулисообразно замещается сегментом 3, переходящим от осевой зоны к противоположному борту, и замыкается, формируя уступ на перемычке между Колвицкой и основными частями Кандалакшского грабена. Другой вариант – оперяющий сегмент 8, который к востоку прослеживается в осевой зоне Кандалакшского грабена, ограничивая наиболее прогнутую его часть.

Блоковая структура Кузокоцкого архипелага (см. рис. 3, б) сформирована при явном доминировании грабена Великой Салмы ЗСЗ-простираания, основная котловина которого частично прослеживается в северо-восточной части исследуемого участка в обрамлении бортовых уступов (юго-западного и северо-восточного, соответственно I и II на рисунке). Юго-западный уступ высотой 60–70 м расположен в 0.5–1 км к северо-востоку от внешней островной линии (острова Кокоиха, Покормежный, Медвежий). Параллельные борту грабена разломы определяют главную, продольную, делимость (зоны 1–8) и отделяют ступень, на которой расположен архипелаг, от материка (III).

Второстепенные структуры подразделяются на поперечные (субмеридиональные и СВ-простираания

(9–14)) и диагональные СЗ-простираания 15–19. Из поперечных наиболее существенную роль играют блокоразделы 9 и 12, отделяющие центральную часть архипелага от западной и восточной. Из диагональных выделяются три основных структуры, веерообразно расходящиеся от основания Кузокоцкого полуострова к северо-западу: 15 – прослеживается к северу между островами Покормежный и Медвежий; 16 – между островами Кокоиха и Медвежий; 18 – между о. Еловый и Лушковыми островами, далее к северу через о. Лушов и к востоку от о. Кастьян.

В целом блоковая морфоструктура архипелага отвечает суперпозиции трех основных направлений разрывов (ЗСЗ, СЗ и СВ), в наибольшей степени проявляющейся в восточной части, в районе п-ова Кузокоцкий, где в равной мере сочетается влияние как собственно Кандалакшского грабена, так и оперяющего Велико-Салминского. К западу доминирование грабена Великой Салмы нарастает, хотя диагональные структуры фрагментарно прослеживаются как в рельефе островов Лушов, Кастьян, Березовый, так и на дне моря, преимущественно в северной части архипелага.

Детальный анализ космических снимков высокого разрешения (сервисы Google и Yandex) (рис. 4) позволил выявить в пределах архипелага признаки тектонического обновления элементов морфоструктуры, среди которых выделяются нарушения в скальном субстрате: а) первичные сеймотектонические деформации – свежие скальные уступы, открытые трещины-микроущелья, протяженностью до первых сотен метров и шириной до нескольких метров (рис. 5, а–в); б) вторичные сейсмогравитационные и сейсмовибрационные деформации – обвальные шлейфы, зоны площадной раздробленности (рис. 5, г, д).

Кроме перечисленных прямых признаков сильных сейсмических воздействий, весьма характерным элементом рельефа береговой зоны являются скопления глыбового материала на осушке (в зоне приливной деятельности). Рассеяние глыб на больших площадях на субгоризонтальной или слабонаклонной поверхности литорали, сложенной илстыми осадками, свидетельствует о ледовом разносе, но размерность (до первых метров) и сохранность острых граней глыб говорит о первично коллювиальном или вибрационном отделении от массива и недалеко от источника (скальных уступов или зон дробления) транзите (рис. 5, е).

Следует отметить практически повсеместное присутствие следов активной тектонической деятельности в разной степени экзогенной переработки. Однако относительно молодые сейсмодетформации – без следов выветривания и экзарации и с незначительными следами абразии, свидетельствующей о позднеледниковом голоценовом времени их образования или обновления – распространены компактно, преимущественно на внешней северо-восточной границе архипелага, а внутри этой зоны – с концентрацией на северо-восточных побережьях островов внешней линии (см. рис. 3, в). Некоторое увеличение площадей с сейсмодетформациями наблюдается и к востоку, в направлении побережья Кузокоцкого полуострова. Характерно изменение простираания обновленных (новообразованных) разрывов с запада на восток от запад-северо-западного

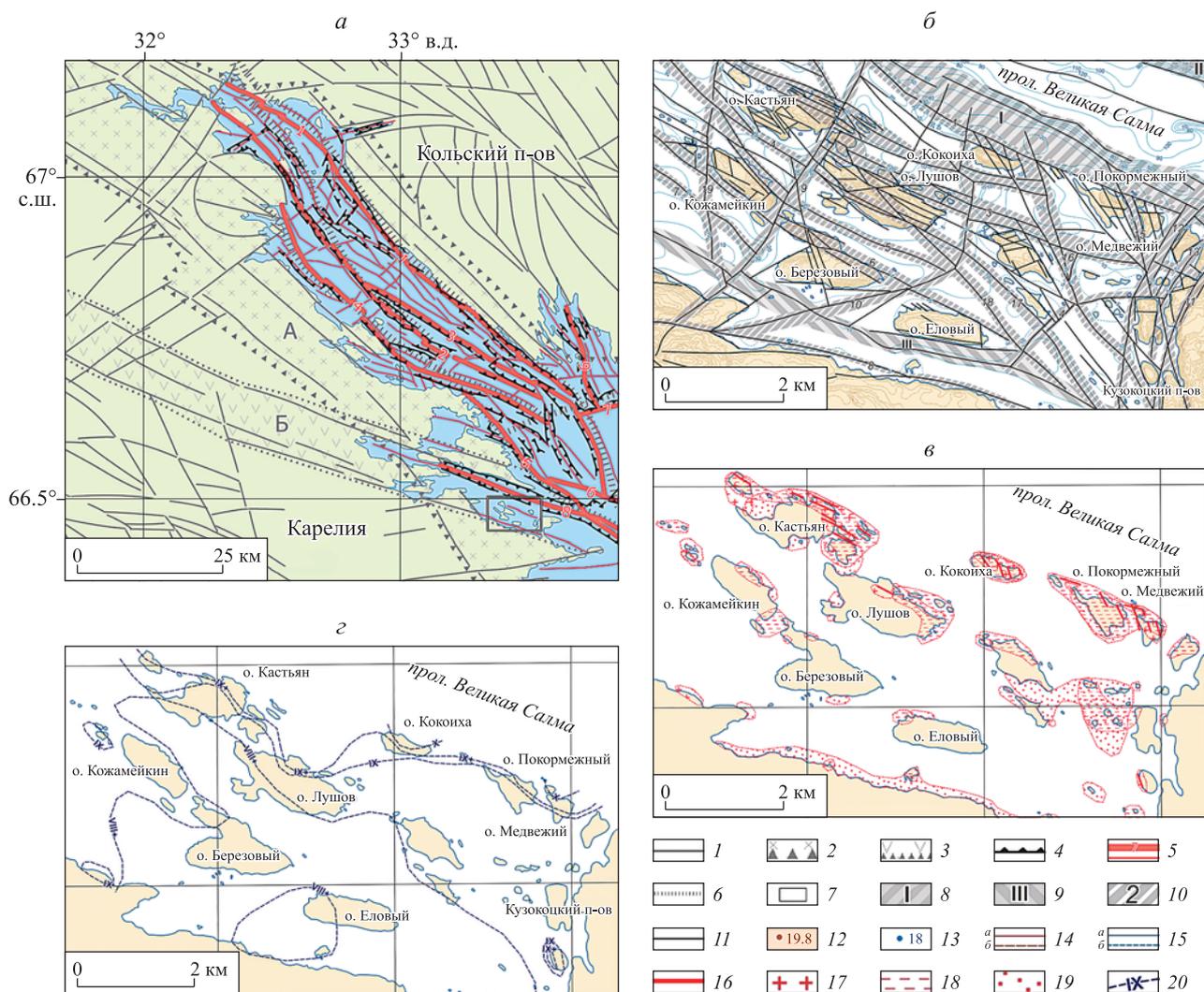


Рис. 3. Морфоструктура исследуемой территории и места тектонического обновления ее элементов

а. Схема блокового строения западной части Кандалакшского залива и прилегающей территории по данным анализа КС Landsat ETM+, ЦМР GTOPO 30 и батиметрической модели Белого моря по [Никифоров и др., 2012]. 1 – морфолинементы Карельского и Кольского берегов по [Шварев, 2021]; основные морфолинементные зоны: 2 – системы Кандалакшского грабена; 3 – системы грабена Великой Салмы; элементы морфоструктуры дна Кандалакшского залива: 4 – уступы бортовых разломов грабенов по [Шварев и др., 2015] с изм.: *а* – основные; *б* – второстепенные; 5 – морфолинементы (1–8 – пояснения см. в тексте); 6 – основные активизированные разломы: *а* – по морфоструктурным признакам; *б* – по геолого-геофизическим признакам [Тектоническая..., 2010]; 7 – участок детальных работ.

б. Схема блокового строения Кузокоцкого архипелага: 8–11 – межблоковые границы протяженностью (4–19 – пояснения см. в тексте): 8 – более 50 км; 9 – 10–50 км; 10 – 5–10 км; 11 – менее 5 км; элементы топографии и батиметрии: 12 – высоты над ур. моря, м; 13 – глубины относительно ур. моря, м; 14 – горизонталь: *а* – 5 м, *б* – 2.5 м; 15 – изобаты: *а* – 10 м, *б* – 5 м.

в. Схема предполагаемых активизированных тектонических нарушений с признаками сейсмогенного обновления (по данным дешифрирования космических снимков высокого разрешения). Нарушения в скальном субстрате; предполагаемые сейсмоактивные нарушения: 16 – сейсморазрывы; площадное развитие сейсмодеформаций в скальном субстрате: 17 – зоны открытых трещин и разрывов; 18 – зоны раздробленности; 19 – зоны массового развития глыбового материала в береговой зоне (сейсмоколлювиальные шлейфы первичные, остаточные шлейфы и зоны дробления, переработанные береговыми процессами).

г. Схема суммарного распределения интенсивности постледниковых землетрясений: 20 – интенсивность палеоземлетрясений (баллы)

на островах Кастьян, Лушов (параллельного грабену Великой Салмы) на преимущественно северо-западное на островах Кокоиха, Покормежный, Медвежий и в основании Кузокоцкого полуострова. Видимая длина разрывов колеблется от 180–190 до

400–600 м и не является конечной величиной, судя по тому, что разрывы прослеживаются до уреза моря и трассируются на противоположных берегах проливов и заливов. Исходя из этого показателя, интенсивность породивших их событий должна составлять

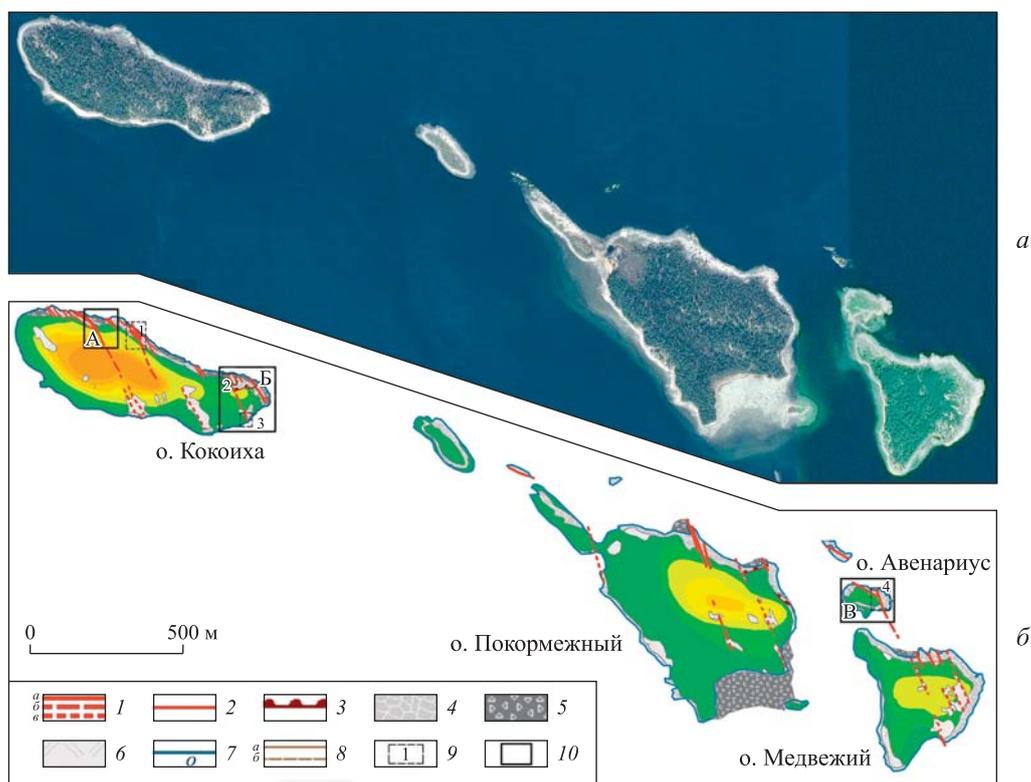


Рис. 4. Сейсотектонические проявления на островах внешней (северной) цепи архипелага (острова Кокоиха, Покормежный и Медвежий)

а. Монтаж космоснимков высокого разрешения (сервисы Google и Yandex).

б. Схема дешифрирования: 1 – главные сейсморазрывы: *а* – установленные; *б*, *в* – предполагаемые по линейным элементам ландшафта: *б* – по уступам в рельефе; *в* – по скальным обнажениям; 2 – второстепенные (оперяющие) сейсморазрывы; 3 – сейсмогравитационные уступы; 4 – зоны площадного дробления скальных пород; 5 – сеймоколлювиальные шлейфы и остаточные глыбовые поля (переработанные волноприбойной и припайно-ледовой деятельностью; 6 – зоны линейного крупноблочного дробления; 7 – береговая линия; 8 – изогипсы: *а* – основные (через 5 м); *б* – промежуточные (2.5 м); 9, 10 – ключевые участки: 9 – тектонофизических реконструкций (1–3 к рис. 6; 4 – к рис. 7); 10 – палеосейсмических исследований (А – к рис. 12; Б – к рис. 11; В – к рис. 14). Цветной фон – цифровая модель рельефа на основе ArcticDEM

VIII–IX баллов. Очевидно, нельзя относить эти параметры к одному событию и единому очагу, поскольку и разные ориентировки разрывов, и их раздельная локализация свидетельствуют по меньшей мере о двух очаговых зонах с разной кинематикой.

На основе полевых данных о параметрах сейсмодетформаций можно оценить интенсивность породивших их землетрясений (табл. 2). Поскольку возможность

детальных исследований ограничивается только островной сушей, значительная часть пораженных деформациями участков остается недоступной для параметризации. В частности, практически во всех случаях невозможно оценить истинные линейные и площадные размеры. Поэтому в оценках мы ориентировались на измеренные в натуре видимые величины (ширина разрывов, амплитуда смещений) и критические (граничные)



Рис. 5. Типичные сейсмодетформации Кузокоцкого архипелага

а – открытые трещины и линейная зона дробления (о. Лушов); *б* – присдвиговая зона дробления. Стрелками показано зеркало скольжения (Кузокоцкий полуостров); *в* – линейно-площадная зона дробления (о. Покормежный); *г* – линейная зона дробления (желтые стрелки) и сейсмообвальный кулуар (о. Покормежный) (белые стрелки); *д* – площадная зона дробления, переработанная волно-прибойной и ледово-морской деятельностью. Стрелками показаны границы нарушенного и монолитного массива (о. Покормежный); *е* – зона разноса глыбового материала на осушке. На переднем плане – раздробленный скальный массив, стрелками показана граница зоны дробления (луда у южного побережья о. Покормежный) (на заднем плане)



Таблица 2. Оценка интенсивности палеоземлетрясений на островах Кузокоцкого архипелага по деформациям в рельефе

№ точки	Местоположение	Сейсморазрывы			Зоны дробления		Сейсмонабросы			Сейсмообвалы		Грабены гравитационные		Интенсивность, I_0	
		Длина, м	Ширина, м	Амплитуда, м	Ширина, м	Площадь, м ²	Блоки, м	Смещение, м		Площадь, м ²	Размер блоков, м	Ширина, м	Глубина, м		
								Горизонтальное	Вертикальное						
290	Кузокоцкая губа	>10	0.01		1		1	0.02						VIII	
291		>20	0.05											VIII+	
300	о. Медвежий	30–40	0.05–0.3									30–40	5–6	IX (X)	
301	о. Авенариус	>150	0.02											VIII	
302	о. Покормежный	>150	0.05–0.1											IX	
303		>150	0.5											IX	
304		>150	0.2–0.3											IX	
305		>200–300	1.5											IX	
306		>200–300												IX	
307		>20	0.01–0.02					0.2–1	0.5						VIII–IX
308		>20	0.01–0.02												VIII
309		>10	0.005												VIII
310		>10	0.01			20									VIII
311							1								VIII
312		>20	0.05–0.07							>1000	2–5				VIII–IX
313		>20	0.8–0.9								1–2				IX
314		>50	0.05–0.15												IX
315		о. Кокоиха	>500	4	2.5–3.5								30–40	2–4	IX–X
317	>500		2									30–40	2–4	IX–X	
318	>500		2	0.5–0.6										IX	
319	>20		0.05				1.5					30–40	3	IX–X	
320						1								IX	
321	>20		0.02	0.5										IX	
322	>300		2	1–2										IX	
323	>300		1–4	0.5–1										IX	
324							1–2		0.2						IX+
325						>100	1–2		0.5						IX+
327	>300		4												IX+
328	>300						0.5–1	8		50	0.5–1				IX+
329	>300		3–5												IX+
330	>300		1–2	1.5											IX–X
331	>300	1												IX+	
332	о. Лушов				1							10–20	1–3	IX+	
333		>30	0.01	0.03										VIII–IX	
334							4–5	0.2				10–20	1–3	IX+	
337		>300	0.3–0.4											IX	
345	о. Кастьян	>30	0.1–0.15											IX	
348		>30	0.005–0.03		1									VIII	
375		>50	1											IX+	
381		>50	4								2–3			IX+	

параметры, к которым можно отнести, например, наличие гравитационных грабенов или вертикальный подброс крупных глыб, свидетельствующих об интенсивности $\geq X$ баллов [Audemard et al., 2015]. Кроме того, учитывались материалы дешифрирования с косвенными признаками сильных событий, в том числе наличие крупных сейсморазрывов (IX+), зоны открытых трещин (IX), зоны площадной раздробленности (VIII+) и зоны скоплений глыбового материала (VIII).

Макросейсмическое поле в пределах архипелага (см. рис. 3, з) отражает суммарный эффект от нескольких землетрясений, распределенных как пространственно (судя по локализации нескольких отдельных зон с интенсивными проявлениями и разной ориентировке разрывов), так и во времени, поскольку для точной оценки возраста всех наблюдаемых сейсмодеформаций нет достаточных данных, а при полевых исследованиях во многих случаях фиксируется наложение следов разновозрастных событий. Судя по отсутствию следов оледенения (экзарации на скальных стенках и аккумуляции в полостях) – наиболее мощного экзогенного фактора, надежно можно говорить только о постледниковом возрасте. Исходя из этого, можно утверждать, что в позднепоследниковое время и голоцен вся территория Кузокоцкого архипелага была подвержена

сотрясениям не менее VIII баллов, а наиболее мощные события с интенсивностью до X баллов происходили вдоль внешней линии островов, обращенной к прол. Великая Салма.

Новейшее поле напряжений

Новейшее поле напряжений было реконструировано по результатам исследований внешней цепи островов Кузокоцкого архипелага – острова Кастьян, Лушов, Кокоиха, Покормежный и Медвежий (см. рис. 3, в, рис. 4). Наиболее подробно изучен о. Кокоиха, а именно его северная часть, где детально исследованы три крупных сейсморазрыва.

В западном сейсморазрыве обнаружено 14 зеркал скольжения, среди которых наиболее четкие два: взброс с левосдвиговой компонентой ($Az_{\text{пл}} 195^\circ \angle 83^\circ$) и левый сдвиг ($Az_{\text{пл}} 35^\circ \angle 75^\circ$) (рис. 6, а). Большое количество сдвигов имеют $Az_{\text{пл}} 220\text{--}240^\circ$ с углом падения $45\text{--}85^\circ$. Зеркала скольжения образовались как минимум при двух разных положениях осей максимального сжатия, которые предположительно можно определить как субширотное и северо-восточное. На это также указывает наличие на одной плоскости трещины двух зеркал скольжения различной кинематики – сдвиговой и вертикальной ($Az_{\text{пл}} 245^\circ \angle 79^\circ$).

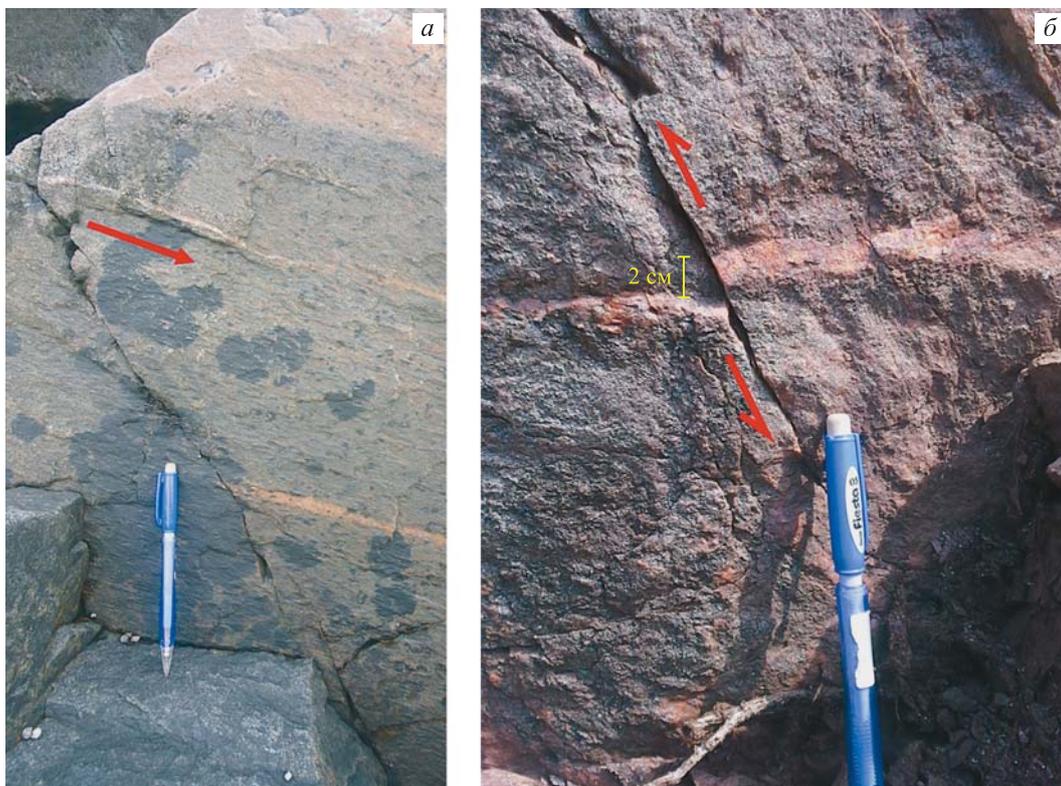


Рис. 6. Микроклиновые амфибол-биотитовые гранито-гнейсы хеталамбинского подкомплекса среднего лопия позднего архея

а. Зеркало скольжения с левосдвиговой кинематикой, о. Кокоиха. Стрелкой показана ориентировка борозд скольжения и ступеней отрыва.

б. Взбросовое нарушение, о. Авенариус. Наблюдается смещение микроклиновой жилы

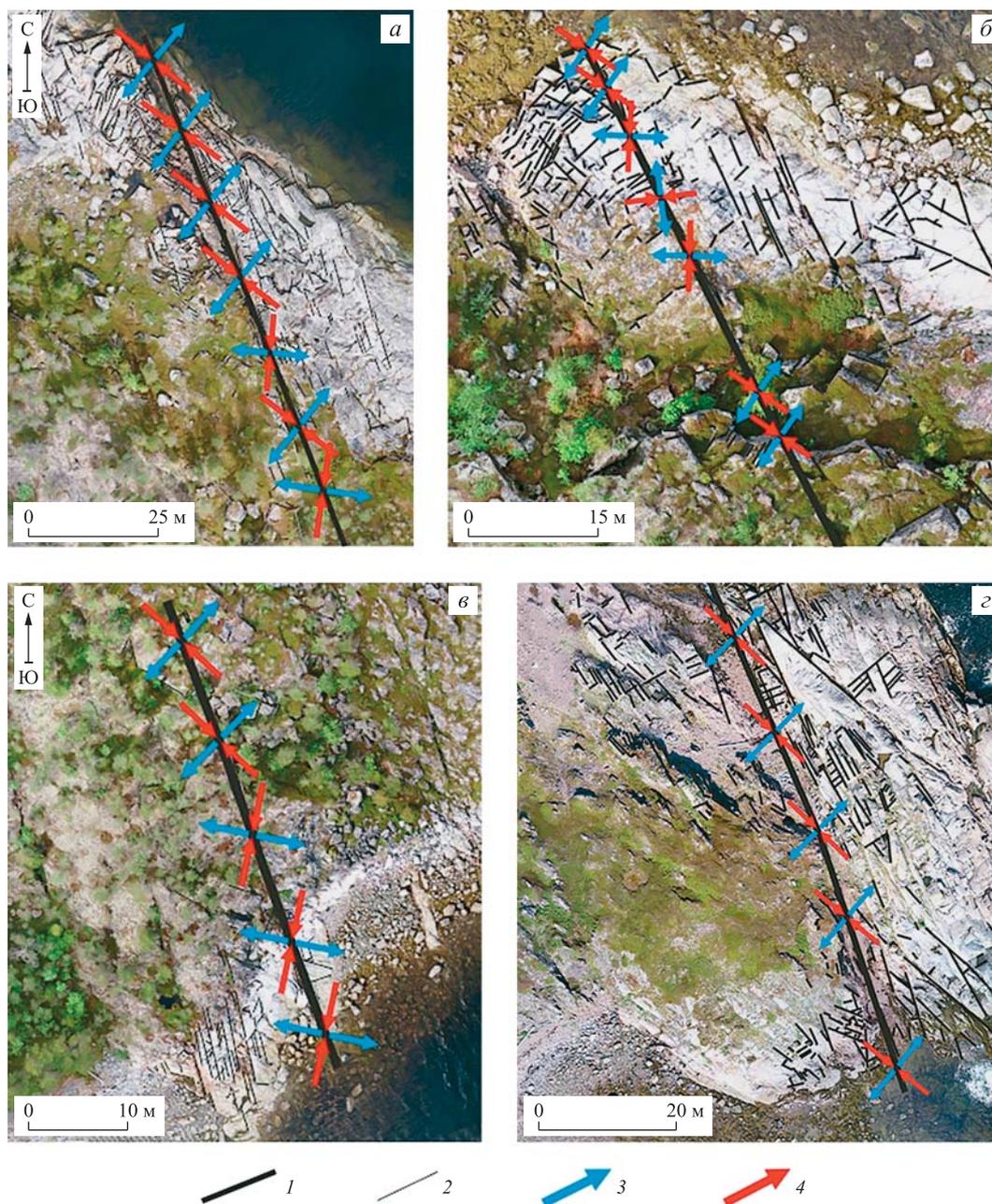


Рис. 7. Реконструкция напряжений структурно-геоморфологическим методом [Сим, 1991] на островах Кокоиха (*а* – центральный сейсморазрыв, *б* – северная часть восточного сейсморазрыва, *в* – южная часть восточного сейсморазрыва) и Авенариус (*г*)

1 – линия сейсморазрыва; 2 – мегатрещины; 3 – ось максимального растяжения; 4 – ось максимального сжатия

В пределах *центрального сейсморазрыва* (рис. 7, *а*) было обнаружено всего два зеркала скольжения: правый сдвиг с хорошей достоверностью определения ($A_{зд} 5^\circ \angle 85^\circ$) и сдвиг с неопределенной кинематикой ($A_{зд} 255^\circ \angle 64^\circ$). Такое зеркало скольжения с правосдвиговой кинематикой могло образоваться при ориентировке оси максимального сжатия в северо-западном направлении.

Восточный сейсморазрыв (см. рис. 7, *б, в*) представляет собой западный фланг серии из семи параллельных

и близкорасположенных трещин-микроущелий. Он начинается на северном берегу, пересекает перпендикулярный сейсмогравитационный уступ высотой около 10 м и прослеживается через водораздел до южного берега. На выходе сейсморазрыва на уступ зафиксировано пять зеркал скольжения хорошей достоверности. Методом катакластического анализа получены следующие ориентировки главных осей напряжения: ось максимального сжатия полого погружается на юго-запад, ось максимального растяжения практически

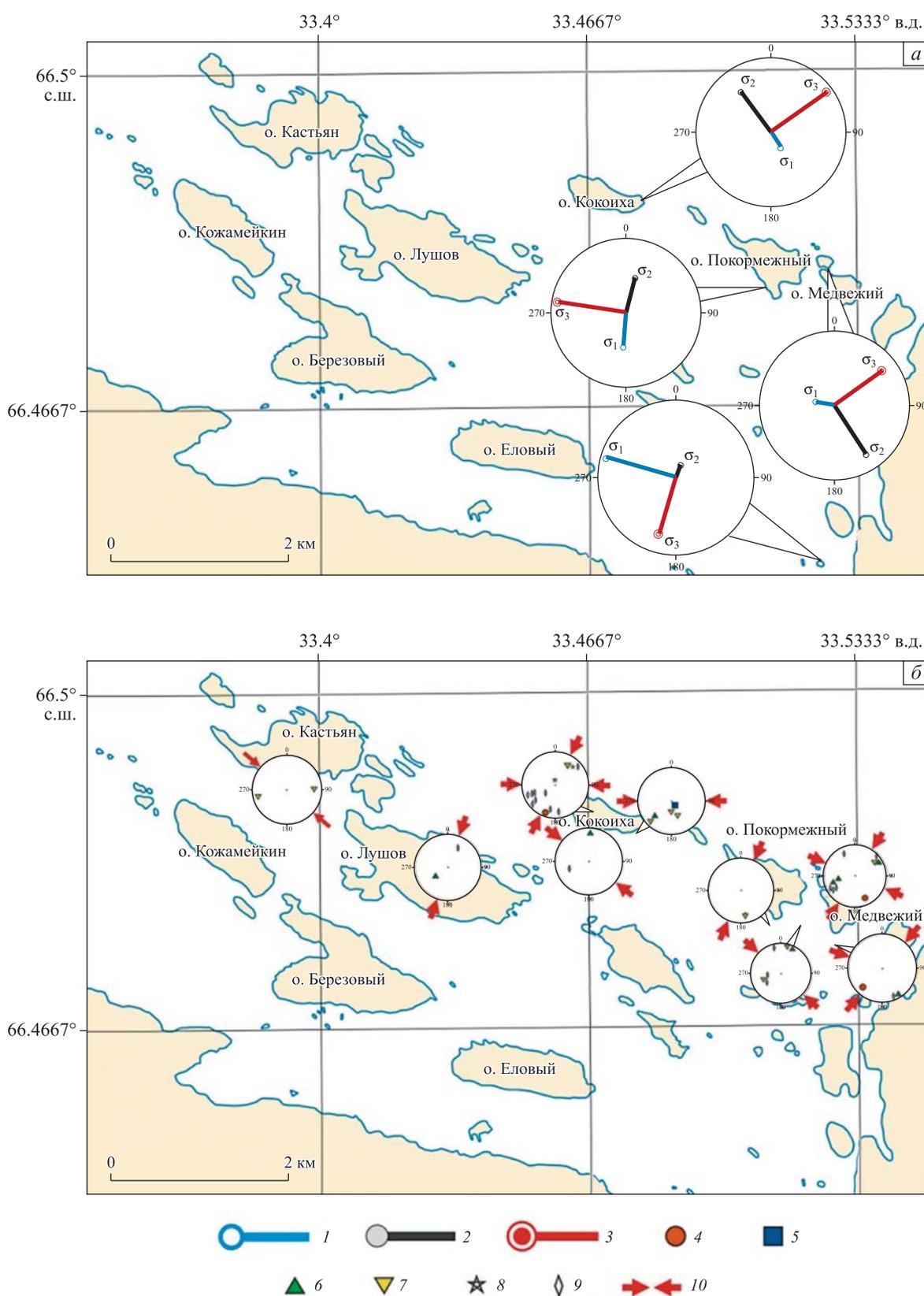


Рис. 8. Восстановление поля напряжения в пределах исследуемой территории с помощью методов катакластического анализа [Ребецкий и др., 2017] (а) структурно-парагенетического анализа [Расцветаев, 1987] (б)

а. 1 – ось максимального горизонтального растяжения; 2 – промежуточная ось; 3 – ось максимального горизонтального сжатия;

б. 4–17 – полюса плоскостей зеркал скольжения с направлением смещения: 4 – взбросовым, 5 – сбросовым, 6 – праводвиговым, 7 – леводвиговым; 8, 9 – полюса плоскостей зеркал скольжения с неопределенной кинематикой: 8 – вертикальной, 9 – горизонтальной; 10 – оси максимального сжатия

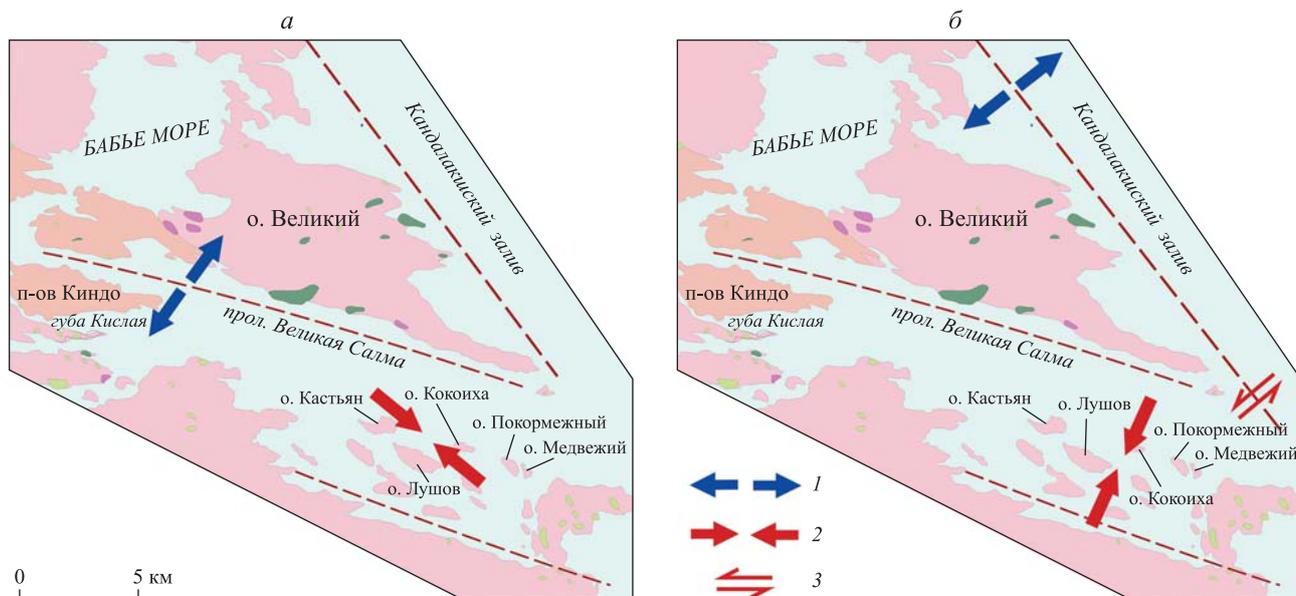


Рис. 9. Реконструкция 1-го (северо-западное сжатие) (а) и 2-го (северо-восточное сжатие) (б) этапов позднепоследнего развития поля напряжения на исследуемой территории

1 – предполагаемые оси максимального растяжения; 2 – предполагаемые оси максимального сжатия, 3 – левосдвиговые смещения в зоне сочленения Кандалакшского и Колвицкого грабенов

вертикальна, промежуточная ось полого погружается на юго-восток (рис. 8, а).

Центральный сейсморазрыв (см. рис. 4, рис. 7, а) был проанализирован с использованием структурно-геоморфологического метода [Сим, 1991], позволившего определить его кинематику – левый сдвиг, при ориентировке оси максимального сжатия также в северо-западном направлении. Для восточного сейсморазрыва (см. рис. 4, 7б, в) полученные кинематические характеристики отличаются по простиранию: в северной и центральной части наблюдается левый сдвиг при ориентировке оси максимального сжатия в северо-западном направлении, на юго-востоке положение оси меняется на северо-восточное и сейсморазрыв является уже правым сдвигом. Таким образом, на о. Кокоиха фиксируются как минимум три ориентировки оси максимального сжатия. Наиболее уверенно проявляются две из них – СЗ- и СВ-сжатие.

На других островах Кузокоцкого архипелага удалось получить следующие результаты. На о. Кастьян обнаружено два зеркала скольжения с левосдвиговой штриховкой, возможно, образованные при северо-западной ориентировке оси максимального сжатия. На о. Лушов зафиксировано зеркало скольжения правосдвиговой кинематики, образованное, вероятно, при ССВ-сжатии. Любопытно, что в пределах этого острова распространены всего две системы трещиноватости, к которым и приурочены зеркала скольжения. На о. Покормежный обнаружено шесть зеркал скольжения и все сдвигового типа. Образовались они, скорее всего, не в одном поле напряжения. Левый взбросо-сдвиг ($Az_{\text{пл}} 175^\circ \angle 78^\circ$) сформировался в поле напряжения ССВ-сжатия, а остальные сдвиги – в поле напряжения

СЗ-сжатия. Методом катакластического анализа получены ориентировки главных осей напряжения – ось максимального сжатия полого погружается на восток, ось максимального растяжения круто падает на север, а промежуточная ось – на юг.

На юге о. Медвежий наблюдаются похожие ориентировки осей максимального сжатия – СВ и ЗСЗ. К северу от о. Медвежий, на о. Авенариус (см. рис. 4), изучен крупный сейсморазрыв ССЗ-простираения (см. рис. 7, з). В его пределах найдено 10 зеркал скольжения, среди которых особого внимания заслуживает взбросовое ($Az_{\text{пл}} 158^\circ \angle 70^\circ$), обнаруженное на плоскости небольшого разрыва, смещающего микроклиновую жилу (см. рис. 6, б). Все остальные зеркала скольжения имеют сдвиговую кинематику с азимутом падения либо $\sim 245^\circ$, либо $\sim 55^\circ$. Ось максимального сжатия в исследуемом сейсморазрыве будет ориентирована в северо-западном и северо-восточном направлении. В результате расчета с помощью метода катакластического анализа ось максимального сжатия полого погружается на северо-запад, ось максимального растяжения вертикальна, промежуточная ось полого погружается на северо-запад. Структурно-геоморфологический метод показал, что, как и на о. Кокоиха, здесь фиксируется левый сдвиг, при ориентировке оси максимального сжатия в СЗ-направлении.

Полученные для всех изученных островов Кузокоцкого архипелага данные свидетельствуют о наличии двух основных источников напряжений: 1) Кандалакшского грабена, который развивается в пределах исследуемого района как простой правый сдвиг за счет сочленения Кандалакшского и Колвицкого грабенов [Балуев и др., 2012], с чем связано

северо-восточное направление оси максимального сжатия; 2) грабена Великой Салмы, активное погружение которого вызвано поперечными растягивающими напряжениями – ССВ осью максимального растяжения и ЗСЗ осью максимального сжатия.

В зависимости от положения оси максимального сжатия движение по сейсморазрывам может быть как левосдвиговым, так и правосдвиговым (см. рис. 8). Смена поля напряжения происходит периодически, в том числе так происходило и в позднеледниковые (рис. 9). Вначале действовало северо-западное сжатие, при котором движения по сейсморазрывам северо-западного простирания осуществлялись как левый сдвиг, позже, при северо-восточном сжатии, движение по сейсморазрывам сменилось на правый сдвиг, а по имеющейся уже трещиноватости происходили микросмещения и образовывались свежие зеркала скольжения. В этот же период, по-видимому, произошло раскрытие (обновление) разрывов в западной части архипелага сейсморазрывов, ориентированных вдоль грабена Великой Салмы.

Детальный анализ сейсмодеформаций на ключевых участках

Детальное исследование сейсмодеформаций проведено на двух ключевых участках внешней (северной) линии островов Кузокоцкого архипелага: о. Кокоиха и о. Авенариус (см. рис. 4). По данным дешифрирования космических снимков высокого разрешения (см. рис. 4, а), на всех крупных островах наблюдаются трещины шириной в первые метры, ориентированные преимущественно в ССЗ-направлении ($330\text{--}340^\circ(\text{I})$).

Трещины хорошо выражены в береговой зоне, лишённой почвенно-растительного покрова, и прослеживаются в центральных частях островов по характерным линейным неоднородностям в растительности и безлесным участкам, интерпретируемым как приразломные зоны дробления, а также в мелководной части акваторий по изменениям тона в зависимости от глубины (узкие ложбины по приразломным рвам или уступы, разделяющие смещённые крылья структур). Единичные разрывы ЗСЗ-простираения ($290\text{--}300^\circ(\text{II})$) отмечаются только на внешнем, северо-восточном, фланге островной цепи, обращённой к прол. Великая Салма. К северо-восточным побережьям островов приурочены и наиболее значительные из гравитационных шлейфов и зон дробления, локализованные вблизи выходов сейсморазрывов в береговую зону (см. рис. 5, б).

Следует отметить, что конфигурация островов также подчинена преобладающим ССЗ- и ЗСЗ-направлениям, но при: а) отсутствуют свежие сейсморазрывы, сопряжённые непосредственно с морфоструктурными ограничениями островов; б) ориентировка ССЗ-сейсморазрывов (I) систематически отличается от ориентировки структурно обусловленных ограничительных островов, подворачивая по часовой стрелке на 10° ; в) сейсморазрывы пространственно совпадают со структурно обусловленными элементами рельефа островов – седловинами, уступами, изгибами береговой линии. Эти признаки свидетельствуют о формировании морфоструктуры островов в условиях поля тектонических напряжений, близкого к обусловившему

формирование свежих сейсморазрывов, имеющих явно унаследованный характер. Однако разрядка напряжений происходила не в идентичных условиях, что, по-видимому, связано с миграцией очагов. При этом характерно, что ориентировка ЗСЗ-разрывов (II) не отличается от ориентировки берегов, обращённых к прол. Великая Салма. Это косвенно подтверждает приоритет одноименного грабена в качестве главной сейсмогенерирующей структуры.

Сейсмодеформации о. Кокоиха

Первичные сейсмодеформации. Вытянутый в ЗСЗ-направлении о. Кокоиха рассечен серией параллельных сейсморазрывов ССЗ-простираения на узкие сегменты шириной в первые десятки метров. Регулярность разрывов особенно характерна для восточного замыкания острова (рис. 10), где выделяют семь основных разрывов, расположенных на расстоянии 10–20 м один от другого (см. рис. 10, д). Сейсморазрывы выдержаны по простиранию и пересекают остров от южного до северного побережья, что хорошо видно на ортофотоплане, ЦМР и поперечных профилях (см. рис. 10, а–в).

Разрывы представляют собой субвертикальные или крутонаклонные к юго-западу ($Az_{\text{нд}} 215\text{--}225^\circ \angle 70\text{--}75^\circ$) трещины ССЗ-простираения ($Az_{\text{пр}} 305\text{--}315^\circ$), сгруппированные в узкие (1–3 м) зоны, образующие на поверхности рвы с параллельными стенками глубиной и шириной в первые метры, частично заваленные глыбами коллювиального материала. Ширина рвов часто не выдержана по простиранию: расширения до 3–5 м протяженностью до первых десятков метров разделяются или замещаются узкими щелями шириной менее 1 м (1, 3, 4, 6, 7 на рис. 10, е). Также не выдержана и глубина рвов, которая в пределах одного разрыва может меняться от первых десятков сантиметров до первых метров (см. рис. 10, в).

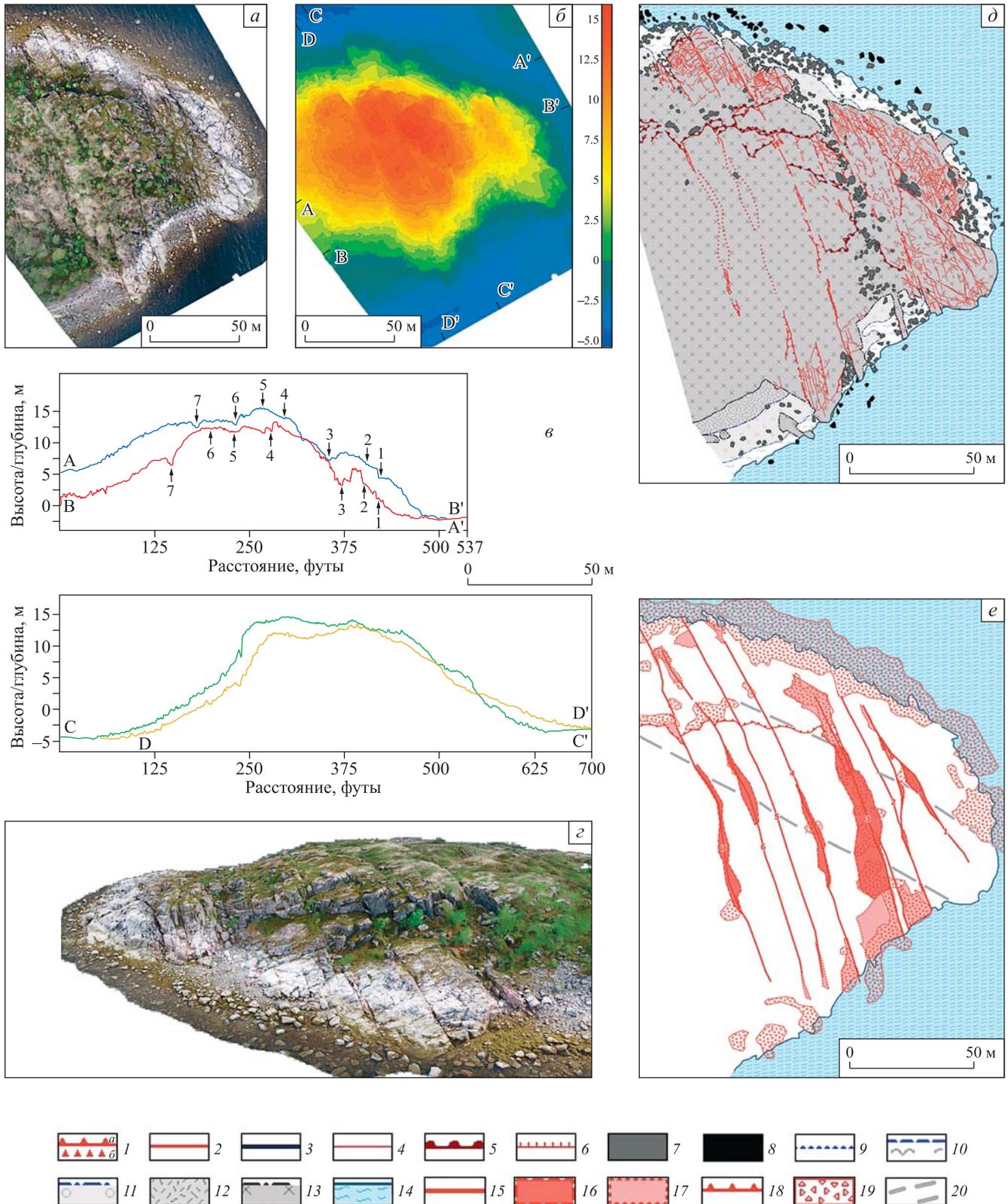
На выходах разрывов в береговую зону наблюдаются расширения в виде кулуаров, открытых в сторону моря. Крупнейший сейсморов (3 на рис. 10, е) имеет минимальную ширину ~5 м, максимальную – ~10 м и обрамлен кулуарами длиной 20–30 м при ширине 15–20 м. На всем протяжении ров завален глыбами >1–2 м в поперечнике. Для одного из разрывов (7 на рис. 10, е) на участке пересечения водораздела отмечается вертикальное смещение крыльев с амплитудой до 1 м с приподнятым северо-восточным крылом. Это смещение совпадает с морфоструктурной ролью nasledуемого сейсморазрывом нарушения, обрамляющего с востока седловину, разделяющую восточный и центрально-западный массивы острова (см. рис. 10, б).

В северо-западной части острова сейсморвы сопряжены с грабенообразной депрессией шириной 30–40 м, открытой в сторону моря и погружающейся под его поверхность (рис. 11, а, б). Юго-западное обрамление депрессии – асимметричный сейсморов шириной ~4 м с высокой юго-западной стенкой (от 4 м в водораздельной части до 2 м в прибрежной) и низкой северо-восточной стенкой (1.5–1.0 м) (см. рис. 11, в, г). Простираение рва – ~ 310° (от 290 до 315°), а угол его падения меняется от 75 до 85° , становясь более крутым в северном (береговом) направлении, при сохранении азимута ~ $200\text{--}210^\circ$. Параметры разрыва можно определить как надвиг с амплитудой до 2.5–3.5 м.

Северо-восточное обрамление депрессии – уступ высотой 1.5–3 м, простирание и падение которого меняется с юго-восточного на северо-западное (к берегу): от $Az_{пр} 290^\circ$ до $Az_{пр} 310^\circ$, от $Az_{пл} 20^\circ \angle 75^\circ$ до $Az_{пл} 220^\circ \angle 85^\circ$ и соответственно от взброса до сброса.

По-видимому, изменение части пространственно-кинематических параметров (крутизны и направления

падения, амплитуды, типа смещения) по простиранию разрывов связано с основной составляющей смещений – сдвиговой, очевидные признаки которой (левый сдвиг) наблюдаются на экспонированной плоскости смещения вдоль северо-восточного обрамления грабенообразной депрессии (см. рис. 11, д). Левый сдвиг определяется и для одного из разрывов центральной



части острова по смещению стенок рва относительно друг друга. Косвенным признаком наличия левых сдвигов являются структурные парагенезы сдвиговых дуплексов растяжения [Twiss, Moores, 1992] на северных замыканиях нескольких разрывов на о. Кокоиха, в том числе на западном и центральном (рис. 12, врезка).

С другой стороны, заметно правостороннее смещение восточной части о. Кокоиха относительно западной (см. рис. 12), проявляющееся как в конфигурации всего острова, для которой характерно более северное расположение западной половины относительно восточной, так и в конфигурации его отдельных крупных частей, выявляемой по результатам анализа детальной ЦМР (см. рис. 10, б).

Морфологические признаки, как и тектонофизические, свидетельствуют о реверсивных движениях по сдвиговым зонам ССЗ-простираания. Правосторонние смещения, очевидно, имеют большую суммарную амплитуду и более древний возраст, поскольку структурно обусловленный рельеф несет и признаки длительной экзогенной переработки, прежде всего, ледниковой. Учитывая результаты тектонофизических построений, свидетельствующие о позднепоследниковой смене напряжений, можно обоснованно предположить, что такие изменения происходили и в доледниковый (межледниковый) период и имеют достаточно регулярный характер при доминировании северо-западного сжатия, проявляющегося в преобладающих (накопленных) амплитудах правосдвигового характера по разрывам северо-западного простираания.

Вторичные сейсмодеформации. Наиболее характерными элементами вторичных сейсмогенных проявлений являются сейсмогравитационные образования. Крупноглыбовый сейсмоколлювий локализован линейно в пределах осевых частей крупнейших сейсморов и узкими шлейфами в их устьевых кулуарах. Он также протягивается широкой полосой вдоль северного побережья острова в значительной части под урезом моря и вдоль пилообразного в плане главного сейсмогравитационного уступа высотой ~5–7 м (см. рис. 10, з; рис. 13, а), субширотно протягивающегося вдоль северного фланга острова. Сосредоточение сейсмоколлювия на северном фланге острова и наличие здесь главных сейсмогравитационных уступов отвечает асимметричной в поперечном плане морфоструктуре острова (см. рис. 10, в), обращенной крутым склоном на север в сторону грабена Великой Салмы. Разрывы

параллельные грабену, и отвечающие периферической части его юго-западного борта, морфологически хорошо выражены (как в прямолинейном ограничении берега острова, так и в виде секущих уступов и линейных депрессий на водоразделе), что свидетельствует об их неотектоническом обновлении и активной роли в формировании новейшей морфоструктуры. Но отсутствие свежих разрывов вдоль этих структур, за исключением только сейсмогравитационных уступов, определяет их пассивную роль на последнем этапе сейсмогенной активизации в пределах о. Кокоиха.

Обвальные накопления только отчасти могут быть использованы для оценки параметров землетрясений, поскольку в условиях повторяющихся событий коллювиальные шлейфы отражают их суммарный эффект, а при быстрых изменениях уровня моря древние коллювиальные шлейфы, наблюдающиеся в береговой зоне, оказываются сильно переработанными волноприбойной и ледовоприливной деятельностью. Однако молодые коллювиальные шлейфы, формирование которых заведомо происходило после отступления моря, могут быть использованы как для определения возраста, так и оценки интенсивности породившего их события.

Серия таких коллювиальных шлейфов обнаружена под уступом сейсморва, обрамляющего грабенообразную депрессию в западной части острова (см. рис. 11, в). Шлейфы вытянуты по дну рва на 8–12 м, возвышаясь на 1.0–2.5 м и формируя небольшие объемы ~50–60 м³. Очевидно, что эти шлейфы вторичны по отношению к событию, породившему ров. В разрезах двух шлейфов под щебнисто-глыбовыми накоплениями обнаруживаются оглаженные валуны и разнотерный песок с галькой. Это свидетельство того, что ров сформировался до отступления моря и некоторое время существовал в субаквальной обстановке. В то же время между глыбами и щебнем найдены уплотненные фрагментированные прослойки торфа в нарушенном залегании, что является признаком субаэрального режима дна рва во время формирования обвальной массы. Высота дна сейсморва в точке разреза – ~14 м над ур. моря. Исходя из скоростей подъема суши относительно уровня моря, установленных в соседних районах – на п-ове Киндо [Романенко, Шилова, 2012] и в губе Чупа [Колька и др., 2015] – и интерполируя их данные, можно констатировать, что сейсморов раскрылся ранее 2.8–2.9 тыс. л.н., а событие, породившее обвалы, – произошло позже.



Рис. 10. Восточная часть о. Кокоиха

а – ортофотоплан по данным съемки БПЛА; б – ЦМР по данным съемки БПЛА; в – профили через восточную часть о. Кокоиха (цифры – номера разрывных нарушений); г – 3D-изображение восточной части острова (вид с севера); д – структурно-геоморфологическая схема дешифрирования материалов съемки БПЛА; е – сеймотектоническая схема.

д. 1–6 – основные сеймотектонические и сейсмогравитационные нарушения: 1 – уступы сеймотектонические (на крыльях разрывов); а – четкие; б – нечеткие; 2 – открытые трещины; 3 – то же субаквальные; 4 – обновленные трещины в скальном субстрате; 5 – сейсмогравитационные уступы; 6 – микроуступы по обновленным трещинам; 7, 8 – крупные глыбы: 7 – на суше; 8 – в акватории; 9 – граница максимального штормового заплеска; 10 – зона осушки; 11 – зона штормовых заплесков; 12 – штормовой вал; 13 – скальная поверхность; 14 – акватория Белого моря.

е. 15 – сейморазрывы (1–7); 16 – приразломные ущелья и расщеления; 17 – участки выбивания глыб (ниши и кулуары) на замыканиях разрывов; 18 – главный сейсмогравитационный уступ; 19 – крупноглыбовые шлейфы; 20 – скрытые нарушения, выраженные морфологически

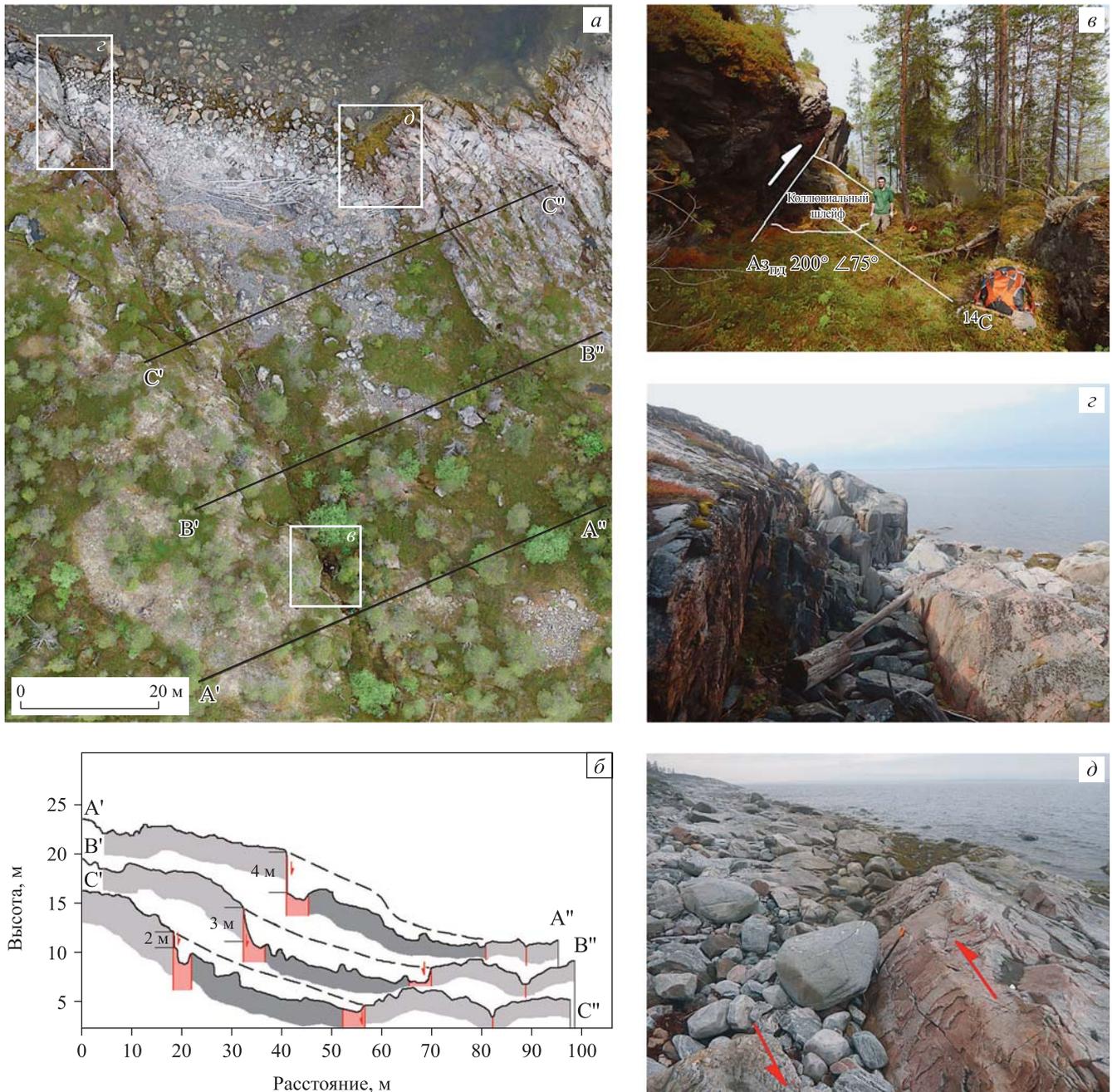


Рис. 11. Сейсморов и полуграбен в северной части о. Кокоиха

а – ортофотоплан с прибрежной частью грабена; *б* – поперечные профили; *в* – участок отбора пробы на возраст в обвальном теле в верхней части сейсморова на юго-западном фланге грабена (между профилями А'–А'' и В'–В''), высота над ур. моря 12–13 м; *г* – устьевая часть сейсморова вдоль юго-западного фланга грабена; *д* – прибрежная часть северо-восточного обрамления грабена

Другой весьма характерный сейсмоколлювиальный шлейф обнаружен в восточной части острова под субширотным сейсмогравитационным уступом (см. рис. 13, *а*). На вертикальном уступе высотой ~5–6 м в крест простирания наблюдается серия крутонаклонных обновленных трещин ($A_{з\text{пл}} 215\text{--}225^\circ \angle 70\text{--}75^\circ$), образующих единую зону шириной ~3 м (см. рис. 13, *б–г*). Над уступом, к югу от его бровки,

на пологонаклонной водораздельной поверхности эта зона (см. *б* на рис. 10, *е*) прослеживается в виде рва шириной от 1 до 3–4 м в расширениях и глубиной до 1 м. Стенки рва оглажены, что при высоте рассекаемого им водораздела ~12–13 м (см. рис. 10, *в*) свидетельствует о его формировании ранее 2.0–2.2 тыс. л.н.

В то же время выход разрывной зоны на уступ имеет свежее сколы по всей высоте и узкую (~1 м),

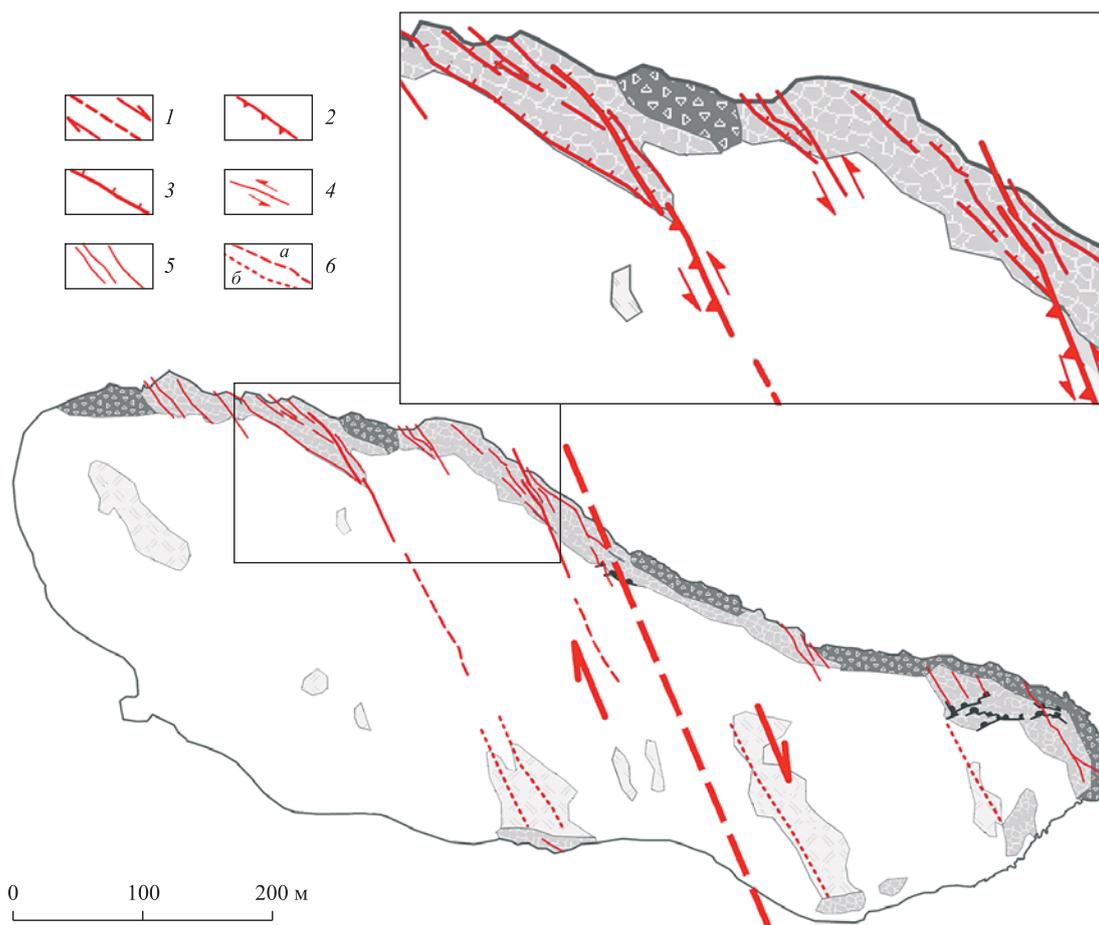


Рис. 12. Признаки левых сдвигов на северных замыканиях сейсморазрывов о. Кокоиха (врезка) и суммарного правого сдвига в конфигурации острова

1 – предполагаемая зона правосдвиговых суммарных смещений; 2 – надвижки; 3 – сбросы; 4 – сдвиги; 5 – разрывы без установленных кинематических параметров; 6 – предполагаемые разрывы, выраженные: а – уступами в рельефе, б – линейными зонами дробления. Ост. обозн. см. на рис. 4

невысокую (~1 м), но далеко проникающую в массив (~3.5 м) нишу выбивания (см. рис. 13, б–е). Дно ниши горизонтальное и относительно ровное, а кровля понижается в глубь массива и имеет крайне неровный «зачубренный» микрорельеф с остроугольными пирамидальными выступами, «свисающими» на 10–15 см. В плане ниша также асимметрична: с ровной северо-восточной стенкой, образованной плоскостью скольжения по разрыву, и косопримыкающей к ней юго-западной стенкой.

Под уступом, к северо-западу от устья ниши выбивания, на пологонаклонной скальной ступени лежит вытянутый по простиранию зоны разрыва сейсмоколлювиальный шлейф-наброс шириной до 4 м, длиной до 8 м и высотой до 1 м (см. рис. 13, г, д), сложенный глыбами до 1 м в поперечнике. Для обвальной стенки над нишей выбивания характерен обратный уклон за счет нескольких карнизов, а в нижней части уступа заметно расщеление массива с выдвиганием нижних блоков в ССЗ-направлении (Аз 335–340°) на расстояние первых

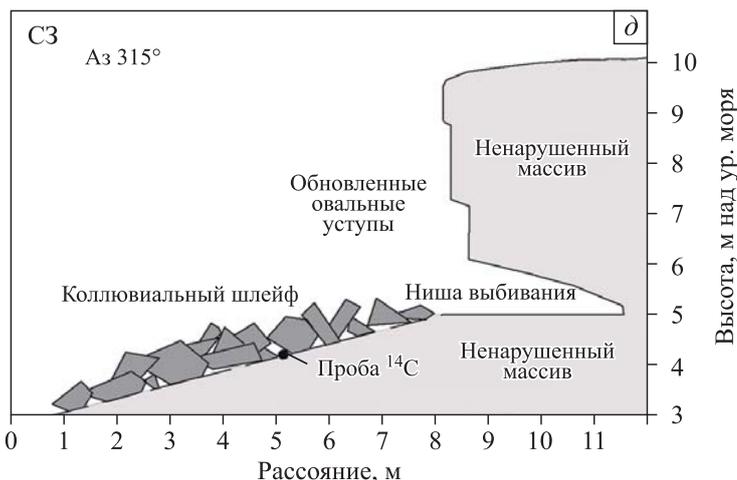
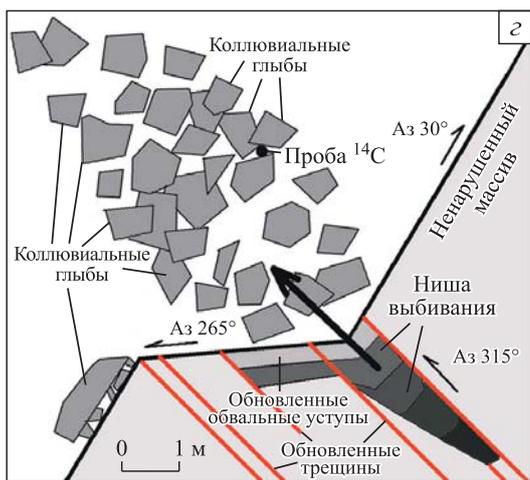
сантиметров. В обвальном шлейфе обнаружена прослойка захороненного перегноя, перемешанного со щебнем, что свидетельствует о нахождении подножья уступа в момент сейсмического события в субэвральном условиях. При высоте уступа ~4.0–4.5 м над ур. моря предполагаемый возраст события – не ранее 850–900 л.н.

По совокупности признаков для о. Кокоиха можно утверждать, что:

а) основные сейсморвы, сейсмогравитационные грабены, обвальные накопления сформированы ранее 3 тыс. л.н. при интенсивности IX–X баллов;

б) основные структуры были обновлены позже ~2.9 тыс. л.н. по крайней мере 2 раза, при этом последнее фиксируемое событие произошло позднее ~0.9 тыс. л.н., а его интенсивность составляла IX+;

в) основным механизмом землетрясений можно считать сдвиговые смещения, сопровождаемые локальными сбросами и взбросами.



Сейсмодеформации о. Авенариус

В отличие от относительно крупного о. Кокоиха, о. Авенариус (название предложено в 2013 г. А.В. Марахановым в память геоморфолога И.Г. Авенариус (1938–2008), обнаружившей данные деформации) представляет собой небольшую луду вблизи северного побережья о. Медвежий (см. рис. 4, б) высотой не более 7 м над ур. моря. Плановая форма острова в современных берегах и особенно в подводном рельефе, строго подчинена основным структурным направлениям – разрывам ССЗ- (I) (340°) и ЗСЗ- (II) (300°) простираний (рис. 14, а, з, е). Сейсмогенно обновленные разрывы, наследующие ослабленные зоны основных направлений (I – 1–8; II – 9–17), сосредоточены в северо-восточной части острова (рис. 14, д, е). Наиболее выразительны главные сейсморвы: 4 ($Az_{np} 330\text{--}340^\circ$) шириной ~3 м и глубиной 3–4 м (рис. 15, а–ж), отсекающий интенсивно раздробленный восточный сегмент острова (см. рис. 14, з, д), и 16 ($Az_{np} 290\text{--}300^\circ$) шириной ~1.5 м и глубиной ~2 м (рис. 15, з), отсекающий также интенсивно раздробленный северный сегмент.

Структурная роль нарушений, проявленных на поверхности сейсморвами, существенно различна. Разрыв 4 рассекает о. Авенариус с севера на юг, прослеживается под урезом воды на литорали (см. рис. 15, а, б) и трассируется к югу на о. Медвежий, разделяя его восточную и западную части (см. рис. 4, б). На северном берегу о. Медвежий к разрыву приурочен борт грабенообразной депрессии.

Разрыв 4, к которому приурочен ров, представляет собой узкую призму мелкодисперсного (до размерности крупной дресвы ≤ 1 см) дробления шириной 5–10 см (см. рис. 15, б, в) $Az_{nd} 240^\circ \angle 75^\circ$ с зоной дробления с щебнисто-мелкоглыбовой размерностью (1–10 см) шириной до 1–1.5 м на обоих крыльях (см. рис. 15, в). Морфология рва при пересечении о. Авенариус с юга на север значительно меняется.

В южной устьевой, части ров выглядит как ящикообразное ущелье с почти вертикальными стенками и плоским дном невыдержанной ширины, или покрытым маломощным щебнистым слоем, или отмытым до скального основания на уровне моря (см. рис. 15, б, д). В средней части ров V-образный, асимметричный, с ровной крутонаклонной ($\angle 75^\circ$) к юго-западу северо-восточной стенкой (по плоскости разрыва) и зубчатой вертикальной юго-западной стенкой, заваленный в основании мелкоглыбовым коллювием (см. рис. 15, з). В северной части дно рва вновь расширяется (на сопряжении со структурами разрыва 16) (см. рис. 15, е), а в устьевом створе сужается до наклонной щели (см. рис. 15, ж).

Изменение ширины и поперечной формы рва связано, очевидно, с шириной зоны дробления, меняющейся по простиранию разрыва, и временем и интенсивностью экзогенных, прежде всего волноприбойных, воздействий, освобождающих полость рва от сейсмогенного щебня. Следы волновых воздействий проявляются и в распространении древесного детрита («плавника») в раскрытых полостях сейсморов (см. рис. 15, е). Отсутствие следов волнового размыва и аккумуляции древесного материала в центральной части сейсморва 4 может служить основанием для определения возраста его формирования. Исходя из высоты днища рва, на уровне которой исчезают следы волнового воздействия, ~1.5–2 м, можно оценить возраст сейсмического события в ~0.5 тыс. л.н.

Разрыв 16, как и сопряженные с ним разрывы 14 и 15, ограничен по простиранию с востока зоной разрыва 4. К западу разрыв 16 выходит за пределы острова. На всем протяжении обусловленный разрывом сейсморов выдержан по ширине (~1.5 м) и глубине (~2 м) и представляет собой асимметричное ущелье с крутонаклонными к северо-востоку ($Az_{nd} 20\text{--}30^\circ \angle 75\text{--}85^\circ$) параллельными стенками и плоским дном, заваленным глыбами и щебнем. В устьевой части на протяжении 15–18 м от берега в сейсморве наблюдаются следы абразии, исчезающие на уровне ~1.5 м над урезом воды, что позволяет признать возраст его образования соответствующим разрыву 4. Характерно, что морфология крыльев рва различна, как и в случае рва 4: юго-западное крыло – ровное по плоскости скольжения, а северо-восточное крыло – более раздробленное и трещиноватое, с оскольчатыми обломками, торчащими из стенки. Крылья разрыва не смещены по вертикали (см. рис. 15, з), а латеральные смещения ограничены зоной разрыва 4. Таким образом, разрыв 16 и серия параллельных разрывов и рвов, ими сформированных, являются оперяющими трещинами отрыва.

Очевидно, что разрывы 4 и 16, как и отсекаемые ими зоны интенсивного дробления и сопряженные разрывы 1–3, 14, 15, 17, принадлежат к одной генерации с возрастом ~500 л.н. При этом основные смещения происходили по разрыву 4 ($Az_{nd} 240^\circ \angle 75^\circ$) и носили сдвиговый характер. Оперяющие зоны растяжения на юго-западном крыле свидетельствуют о правосдвиговой кинематике.

Кроме интенсивно раздробленных северного и восточного сегментов, обновленные разрывы наблюдаются и в центральной части острова (7–13 на рис. 14, е). Они значительно отличаются от вышеописанных, прежде всего, по ширине и глубине (в среднем – не превышают 1–1.5 м, см. рис. 14, в). Очевидно, что эти

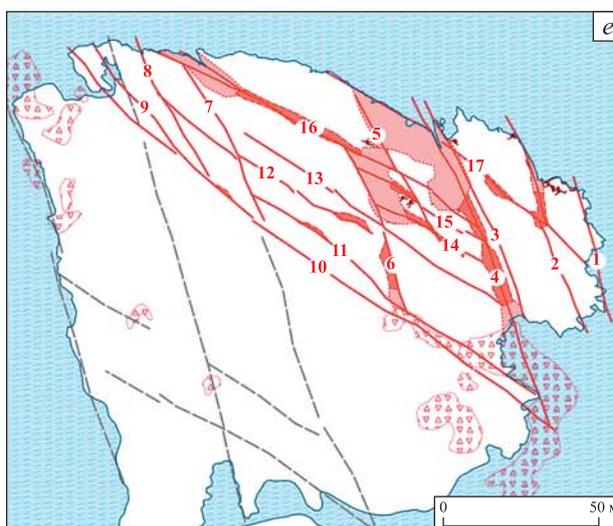
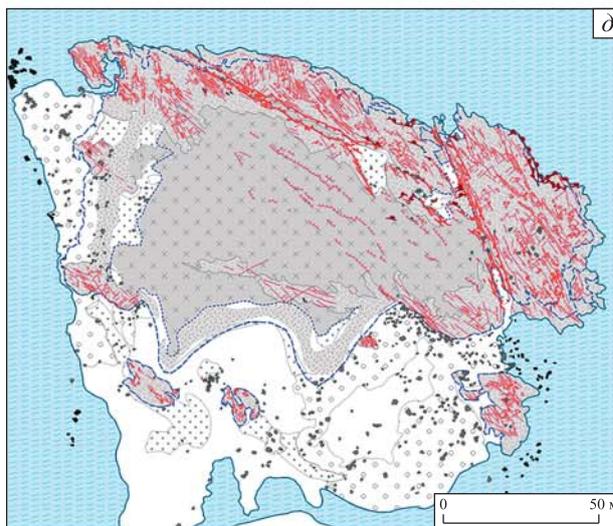
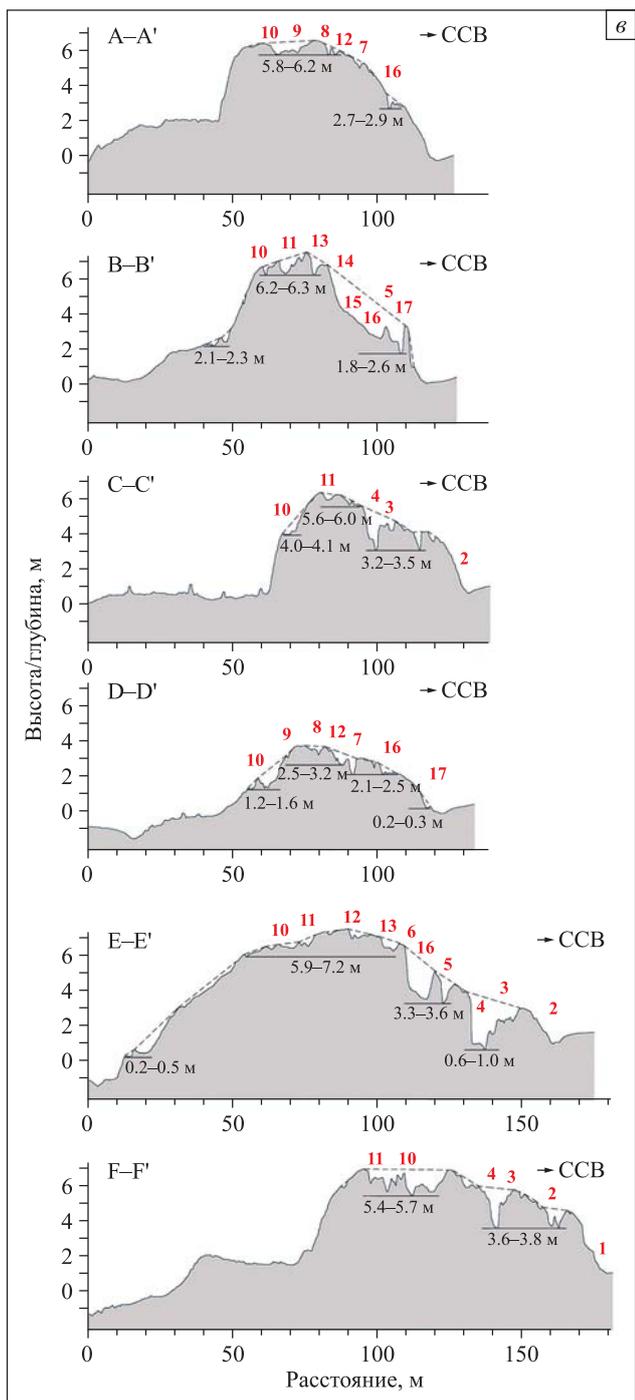
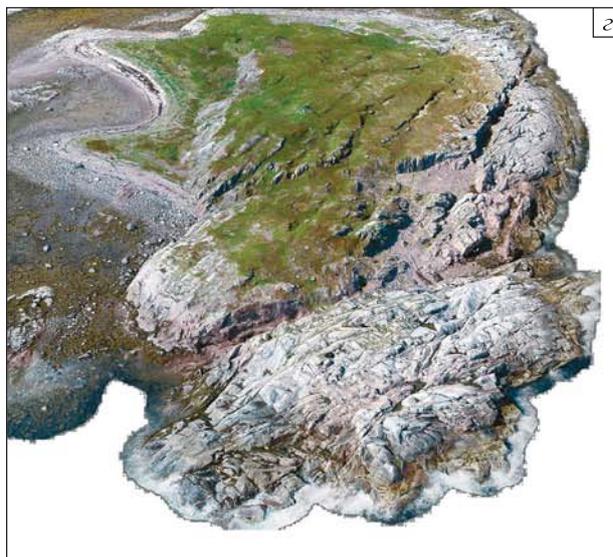
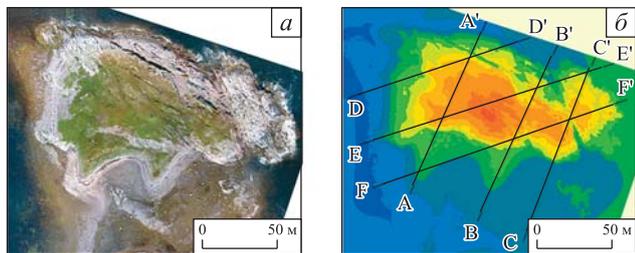


Рис. 13. Обвальный уступ в восточной части о. Кокоиха с нишей выбивания в основании в зоне разрыва (6 на рис. 10, е)

а – общий вид восточной части о. Кокоиха с севера (прямоугольник – фрагмент обвального уступа с нишей выбивания); б, в – фото и схема обвального уступа; з – схема уступа в плане; д – профиль уступа; е – открытая полость ниши выбивания; ж – погребенный под коллювием моховый покров – место отбора образца на радиоуглеродное датирование (коллювиальный шлейф частично разобран), высота над ур. моря ~4.0–4.5 м

разрывы можно отнести к более ранней генерации. Возраст породившего их события, без сомнения, послеледниковый, о чем можно судить по свежести форм, нарушающих легкореконструируемую первичноэскарпационную поверхность острова (см. рис. 14, в).

Косвенным показателем возраста является максимальная высота их днищ (5.5–7.8 м), которая при отсутствии видимых следов абразионно-аккумулятивной деятельности определяет соответствие раскрытия рвов периоду субэскарпального развития – 0.9–1.5 тыс. л.н. (рис. 16).



По совокупности признаков для о. Авенариус можно утверждать, что:

а) основные сейсморвы наследуют более древние структуры, обновлявшиеся до последнего оледенения и определившие морфоструктуру острова;

б) после выхода острова в субаэральный режим (<1.5 тыс. л.н.) основные структуры были обновлены 2 раза: в интервале 0.9–1.5 тыс. л.н. и ~0.5 тыс. л.н., при этом интенсивность последнего события составила IX+;

в) основным механизмом землетрясений можно считать сдвиговые смещения (правосторонней кинематики) по разрыву ССЗ-простираия, сопровождаемые интенсивным растяжением и трещинами отрыва по трещинам ЗСЗ-простираия в юго-западном крыле.

Сопоставление данных по возрасту палеоземлетрясений, полученных по признакам субаэрального развития палеосейсмодеформаций на разных островах архипелага, дает основание говорить о трех эпизодах в последние 3 тыс. лет (см. рис. 16): 1) 3.0–2.2 тыс. л.н.; 2) 1.5–0.8 тыс. л.н.; 3) 0.6–0.3 тыс. л.н. Эти временные диапазоны можно уточнить с учетом ранее полученных данных инструментального датирования [Мараханов, Романенко, 2014]. Эпизод 3 полностью включает ранее полученный возраст 0.4–0.5 тыс. л.н., поэтому можно придерживаться ранее полученной оценки. Эпизоды 1 и 2 не совпадают с ранее полученной датой 1.8–1.9 тыс. л.н. Однако этот возраст определен как среднее из более широкого диапазона (2.3–1.4 тыс. л.н.), который в свете новых данных можно интерпретировать как совокупность двух событий. В таком случае инструментальное уточнение дает возраст первого из них 2.3–2.2 тыс. л.н., а второго – 1.5–1.4 тыс. л.н.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема сейсмичности Фенноскандии до настоящего времени носит дискуссионный характер. Существует довольно широкий диапазон мнений – от полного отрицания здесь землетрясений в течение платформенного этапа развития территории до признания высокомагнитудных событий в историческое время. Многочисленные поверхностные деформации в рельефе, скальных породах и в рыхлых отложениях впервые как «необычные» дробления отмечены здесь около 140 л.н. в ходе пионерных геологических работ (С.Н. Никитин, А.А. Иностранцев, Г.Я. де Геер). Позднее, обнаружение в ходе геологических съемок разломов, нарушающих поверхности ледникового происхождения и атрибутированных именно как тектонические образования [Kujansuu, 1964], позволило со

всей определенностью связать их происхождение с постледниковой сейсмичностью.

Одновременно были установлены и четкие пространственно-кинематические взаимосвязи между нарушениями в скальном субстрате и в рыхлых, преимущественно водноледниковых отложениях последнего оледенения [Бискэ и др., 1966]. К настоящему моменту документированы постледниковые разломы в западной части Фенноскандии [Lundkvist, Lagerbäck, 1976; Bungum, Lindholm, 1997; Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2004; Lagerbäck, Sundh, 2008; Ojala et al., 2019; Mattila et al., 2019; и др.]. Мнение большинства исследователей совпадает в части преобладания постгляциальной тектонической активности, связанной с быстрым изостатическим подъемом территории, что в целом подтверждается анализом палеосейсмических проявлений [Mörner, 2004], характеризующихся совпадением максимального количества палеоземлетрясений и скорости постледникового поднятия [Mörner, 2011, 2013]. Однако в том, стоит ли связывать землетрясения только с гляциальными механизмами, мнения существенно расходятся.

Исходя из концепции гляциоизостатического генезиса землетрясений Фенноскандии, подтверждаемой несовпадением инструментальных наблюдений и палеосейсмогеологических данных на фоне крайне неустойчивого сейсмического режима в последние 13 тыс. лет, вполне логично заключить, что сейсмический режим Фенноскандии обладает цикличностью, связанной с повторяющимися циклами оледенений, и сильных землетрясений здесь не следует ожидать вплоть до нового оледенения [Лукк, Сидорин, 2019], а это десятки и сотни тысяч лет. Фактическим подтверждением этого тезиса является фиксация по периферии Фенноскандии палеосейсмодеформаций, развитых в межледниковых осадках и связанных с фазами отступления/наступления среднеплейстоценового (Московского или Заале) ледника около 140–170 тыс. л.н. [Pisarska-Jamrozy et al., 2019], и предполагаемой при этом активацией разломных зон [Grube, 2019]. В последнее время появляются данные о сейсмогенной активизации разломов не после оледенения в результате релаксации земной коры, а перед наступающим фронтом [Brandes et al., 2011; Belzyt et al., 2018; Pisarska-Jamrozy et al., 2018]. Это, с одной стороны, расширяет временной диапазон гляциальной сейсмической активности, а с другой – ставит вопрос о возможно более сложных механизмах реактивации или о другой, собственно тектонической ее природе.

В качестве источника тектонических напряжений в последнем случае чаще рассматривается удаленное воздействие процессов спрединга Срединно-Атлантического хребта [Милановский, 1994; Аветисов,



Рис. 14. Остров Авенариус

а – ортофотоплан по данным съемки БПЛА; б – ЦМР по данным съемки БПЛА; в – профили через о. Авенариус (цифры – номера разрывных нарушений; пунктир – поверхность острова до сейсмогенной деструкции; под чертой – высотные отметки днщ сейсморвов; г – 3D-изображение о. Авенариус (вид с северо-востока); д – структурно-геоморфологическая схема дешифрирования материалов съемки БПЛА; е – основные сеймотектонические и сейсмогравитационные нарушения

д, е. Усл. обозн. см. на рис. 10

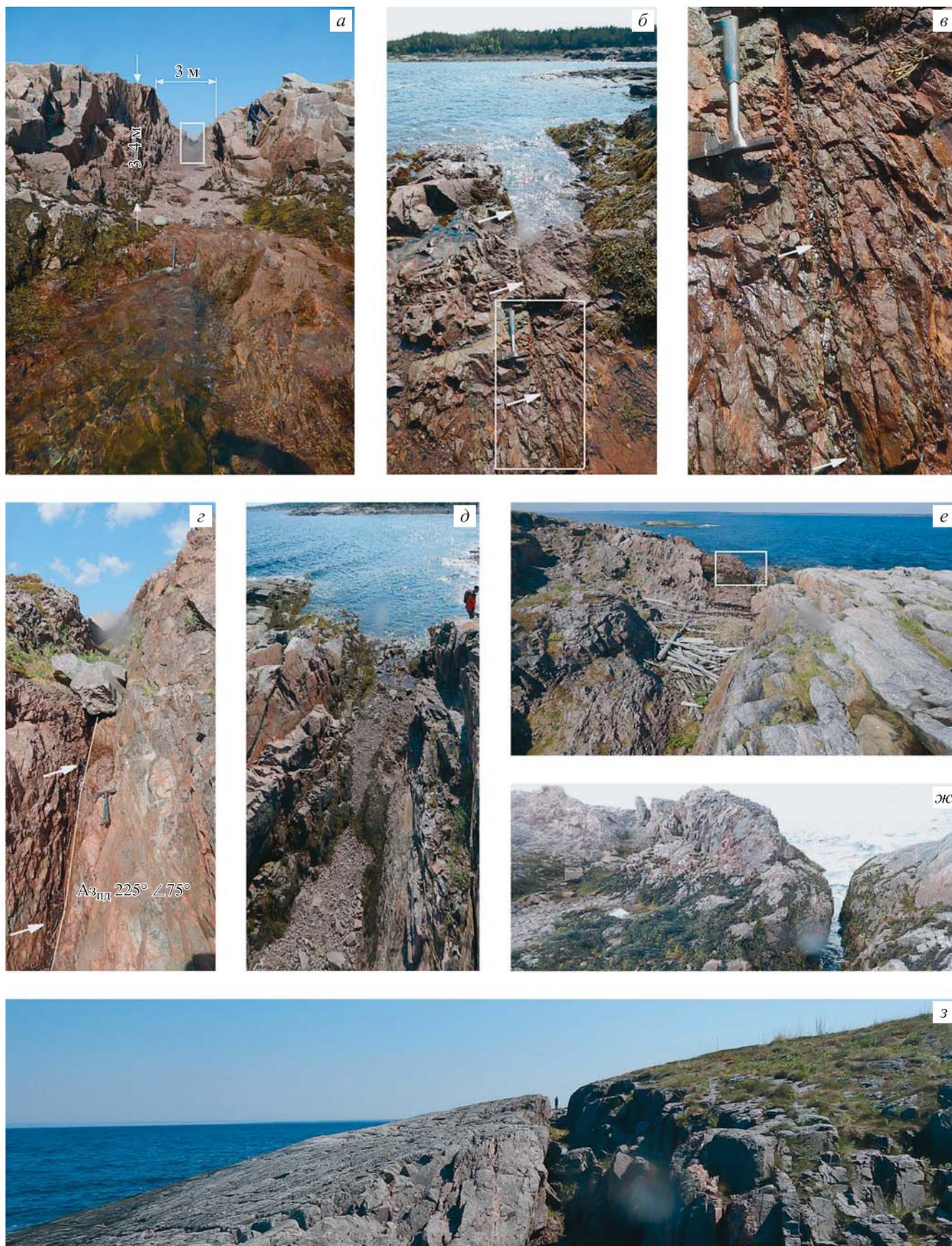


Рис. 15. Главные сейсмоструктурные рвы на о. Авенариус

a–ж – 4 на рис. 14;

з – 16 на рис. 14

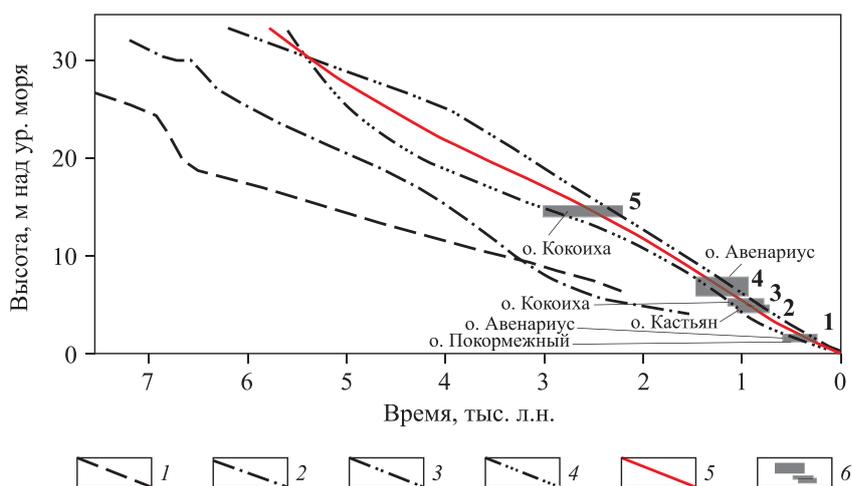


Рис. 16. Скорости падения уровня моря/поднятия суши и высотные уровни дниц сейсморов в пределах водоразделов и расчетный возраст землетрясений, в результате которых обновлены разрывы

1 – для района пос. Кузема (по [Колька и др., 2012]); 2 – для района пос. Умба (по [Колька и др., 2013]); 3 – п-ова Киндо и о. Кастьян (по [Романенко, Шилова, 2012]); 4 – губы Чупа (по [Колька и др., 2015]); 5 – наиболее вероятное изменение уровня для Кузокоцкого полуострова; 6 – уровни расположения основных датированных сейсмодеформаций (1–5)

1996; Юдахин и др., 2003], которыми объясняется обновление рифейских грабенов по периферии Фенноскандии и сдвиговый характер активизированных разломов на границах крупнейших блоков [Балуев и др., 2012]. Латеральные движения определяют на исследуемой территории и в прилегающих районах Кольского полуострова и Карелии формирование общего поля напряжения северо-западного сжатия [Гуценко, 1979; Бабак и др., 1981; Николаев, 1992; Сим и др., 2017; Бондарь и др., 2019]. С этим связаны новейшие сдвиговые смещения, обнаруживаемые в регионе [Зыков, 2001; Зыков и др., 2008]. Сдвиги локализируются, главным образом, вдоль бортов древних грабенов и сопровождаются крупномасштабными (от первых десятков до первых сотен метров, судя по деформированным четвертичным осадкам) раздвигами и сбросами [Балуев и др., 2012].

По-видимому, сочетанием изостазии с влиянием спрединга не ограничиваются тенденции тектонического развития территории. Кандалакшский грабен входит в систему заложившихся в раннем протерозое радиальных горсто-грабеновых систем, связанных с развитием краевой флексуры Полканова [Полканов, 1956] по периферии Фенноскандинавского щита [Светов, 1991] и обновлявшихся в течение всего платформенного этапа развития [Светов, Свириденко, 1979; Свириденко, 2008]. В соответствии со структурно-геодинамическими признаками выделено пять крупных этапов тектонической активизации восточной окраины Фенноскандии начиная с девона. Последний этап включает неоплейстоцен и голоцен (последние 0.8 млн лет) [Колодяжный и др., 2019]. Характерный признак всех этапов – наличие сейсмиков в соответствующих отложениях, в том числе и в осадках последнего этапа активизации (позднеледниковье–голоцен) – гомогениты,

роллы, будинаж-структуры, нептунические дайки, покмарки, флюидолиты, конволюции, внутрислойные складки [Колодяжный и др., 2020]. Полученные нами новые данные свидетельствуют о неоднократных сильных голоценовых землетрясениях, связанных с развитием Кандалакшского грабена и сопряженных с ним структур в условиях латеральных и сопряженных с ними вертикальных тектонических движений.

ВЫВОДЫ

На основании проведенных на островах Кузокоцкого архипелага исследований можно сделать следующие выводы.

1. Новейшая морфоструктура Кузокоцкого архипелага подчинена двум генеральным направлениям, связанным со структурами Кандалакшского грабена (ССЗ) и оперяющего грабена Великой Салмы (ЗСЗ).

2. Обновленные сейсмогенные разломы соответствуют новейшей морфоструктуре, а сейсмодеформации доледникового, позднеледникового и голоценового возраста имеют черты унаследованного развития.

3. Комплекс сейсмодеформаций включает как вторичные (сейсмогравитационные, сейсмовибрационные), так и первичные (сеймотектонические) формы, соответствующие выходу очага на поверхность, с приуроченностью к юго-западному борту грабена Великой Салмы.

4. Первичные сейсмодеформации представлены системой разрывов ССЗ-простираения ($Az_{пр} 330\text{--}340^\circ$; $Az_{нд} 200\text{--}240^\circ \angle 75\text{--}85^\circ$) преимущественно сдвиговой кинематики и ЗСЗ-простираения ($Az_{пр} 290\text{--}310^\circ$) преимущественно раздвигового характера;

5. Тектонические деформации развивались в условиях периодической смены поля напряжений с северо-западного на северо-восточное сжатие, при котором

происходила реверсивная смена сдвиговых смещений по разрывам ССЗ-направления с активизацией сбросовых смещений в грабене Великой Салмы.

6. Для исследуемой территории можно выделить три основных этапа развития сейсмодетформаций в позднем плейстоцене и голоцене:

– I (обобщенный, доледниковый и ранне-позднеледниковый) – заложение и развитие основных форм при доминировании правосдвиговых смещений по разломам северо-западного простирания в сдвиговом парагенезе с Кандалакшским грабеном в обстановке транспрессии с раскрытием грабена Великой Салмы, сбросовыми нарушениями ЗСЗ-простирания и правыми сдвигами ССЗ-простирания;

– II – позднеледниковый–голоценовый (субаквальный, условно до 7 тыс. л.н.) – обновление ССЗ-разломов с левосдвиговой кинематикой в условиях смены поля напряжений на северо-западное сжатие, формирование основных сейсмодетформационных рвов на о. Кокоиха и грабенообразных депрессий;

– III – позднеголоценовый, включающий три сейсмических эпизода:

1) ~2.3–2.2 тыс. л.н. – обвалы в сейсмогенных рвах на о. Кокоиха. Кинематика не установлена, интенсивность > 6 баллов;

2) ~1.5–1.4 тыс. л.н. – сейсморазрывы на вершинной поверхности о. Авенариус, направленный сейсмывал из ниши выбивания на о. Кокоиха, раскрытие сейсморва на о. Кастьян. Правый сдвиг по разрывам ССЗ-простирания с сопряженными раздвигами по разрывам ЗСЗ-простирания, интенсивность IX+;

3) ~0.5–0.4 тыс. л.н. – сейсморазрывы на островах Авенариус и Покормежный. Кинематика и интенсивность аналогичны событию 2. Вполне возможно, что здесь выявлены следы исторического землетрясения 1550 г.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственных заданий Института географии РАН (FMGE-2019-0005), Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и кафедры геоморфологии и палеогеографии Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (AAAA-A16-11632810089-5).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны кандидату геолого-минералогических наук Н.Е. Заречкой за помощь в проведении полевых работ.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2008. 190 с.
- Аветисов Г.П.* Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // *Физика Земли*. 1996. № 12. С. 59–71.
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. М. 1 : 1 000 000 (Третье поколение). Сер. Балтийская. Л. Q-(35)–36 (Апатиты). Объяс. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 436 с
- Бабак В.И., Сим Л.А., Касаткин Ф.Г.* Вариации тектонического поля напряжений восточной части Балтийского щита // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1981. Т. 56, вып. 1. С. 150.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // *Геотектоника*. 2000. № 5. С. 30–43.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Объяс. зап. к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий». М. 1 : 1 500 000 // *Тр. ГИН РАН*. 2012. Вып. 597. 104 с.
- Баранская А.В., Мазнев С.В., Романенко Ф.А., Шилова О.С.* Новейшие движения земной коры Карельского берега Белого моря // *Арктика и Антарктика*. 2019. № 2. С. 16–33.
- Бискэ Г.С., Горюнова Н.Н., Лак Г.Ц.* Новые данные о четвертичных отложениях и неотектонике Онего-Сезозерского водораздела // *Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии*. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1966. С. 375–382.
- Богданов Ю.Б., Якобсон К.Э., Амантов А.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (Нов. сер.). Л. Q-(35)–37 (Кировск). М. 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований / Ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
- Бондарев В.П., Кац Я.Г., Симонов Ю.Г.* Опыт морфотектонического анализа на Балтийском щите // *Геология и разведка*. 1996. № 1. С. 19–26.
- Бондарь И.В., Маринин А.В., Гордеев Н.А., Каменев П.А.* Сравнительная характеристика напряженно-деформированного состояния Хибинского массива и его обрамления // *Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI Тектон. совещ.* Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 74–78.
- Верзилин Н.Н., Бобков А.А.* По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чупа Белого моря // *Геология, геоэкология, эволюционная география* / Под ред. Е.М. Нестерова. СПб.: Эпиграф, 2008. С. 37–40.
- Воинова О.А., Богданов Ю.Б., Шкарубо С.И., Журавлев В.А., Воинов А.С., Астафьев Б.Ю.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (Нов. сер.). Л. Q-(35)–36 (Апатиты). М. 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований / Ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Горбатов Е.С., Сорокин А.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С.* Результаты детальных палеосейсмологических исследований в районе п-ова Киндо (Карельский берег Белого моря) // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2017. Т. 44, № 3. С. 5–24. <https://doi.org/10.21455/VIS2017.3-1>
- Горбатов Е.С., Разумный С.Д., Стрельников А.А., Родина С.Н.* Выявление Чупинской сейсмогенной структуры (Северная Карелия) и параметризация палеоземлетрясений в районе Кандалакшского грабена // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2020. Т. 47, № 1. С. 24–50. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.1-2>

- Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.
- Григоренко П.Г., Мамыров Э., Садыбакасов И.С. и др. Геолого-структурные и инженерно-геологические условия района Сарыкамышского землетрясения. Фрунзе: Илим, 1973. 100 с.
- Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- Едовин В.И., Малов Н.Д., Голочалов Н.П. и др. Отчет о геолого-съёмочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Приморской партией в восточной части Чупино-Лоухского слюдоносного района в 1960–1962 гг. (побережье Белого моря, район Нильмогуба–Кереть–Соностров–Гридино) (Кемский район). Л.: Сев.-Зап. геол. упр., 1963. 535 л.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А., Масальский О.К., Лебедев В.И. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с $M = 6.6$ и 26.02.2012 г. с $M = 6.7$ // Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 88–93.
- Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 534).
- Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 2. С. 15–25.
- Игнатов Е.И., Лукашов А.А., Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А. Геолого-геоморфологическая практика в Европейском Заполярье / Под ред. Ф.А. Романенко. М.: Кн. дом «Университет»; геогр. фак-т МГУ, 2016. 176 с.
- Иностранцев А.А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонекской губернии и его рудных месторождений // Материалы по геологии России. СПб., 1877. Т. VII. 728 с.
- Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86.
- Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полицук А.В., Зыков Д.С. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое (северо-запад России) // Геотектоника. 2020. № 1. С. 3–22.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, Северная Карелия) // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442, № 2. С. 263–267.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.И., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова в районе поселка Умба // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 73–88.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чула (Северная Карелия) // Вестн. МГТУ. 2015. Т. 18, № 2. С. 255–268.
- Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. 1984. № 7. С. 17–32.
- Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 150–191.
- Лукк А.А., Сидорин А.Я. К проблеме учета палеоземлетрясений при оценке сейсмической опасности Фенноскандии // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 129–145. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-11>
- Макаров В.И., Щукин Ю.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. № 3. С. 86–94.
- Маев Е.Г., Сафьянов Г.А., Фроль В.В., Зверев А.С. Мощност осадков и рельеф коренного ложа пролива Великая Салма (Белое море) // Геоморфология. 2010. № 1. С. 59–67.
- Маруханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и геоэкология Баренц-региона в XXI веке: Материалы докл. Всерос. конф. с междунар. участием, г. Архангельск, 15–18 сентября 2014 г. Архангельск, 2014. С. 137–140.
- Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионистской фазы пульсации Земли в плиоцен–антропогене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, отд. геол. 1994. № 1. С. 10–29.
- Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Никонов А.А., Шаров Н.В., Конечная Я.В., Михайлова Я.А., Евтюгина З.А. Современная сейсмичность Беломорского региона // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 36–51.
- Нечаев С.Ю., Никонов А.А. Новые исходные данные и характеристики мощного исторического землетрясения 13 августа 1550 г. (числящегося под 1542 г.) на Русском Севере в Беломорье // Геология морей и океанов: Материалы XXIV Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2021. Т. II. С. 263–267.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
- Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
- Николаева С.Б. Послеледниковая тектоника и палеосейсмодислокации в районе участка Ковды (Кандалакшский залив Белого моря) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64, вып. 3. С. 434–453. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.304>
- Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. С. 4–10.

- Никонов А.А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 192–213.
- Никонов А.А. Землетрясения и цунами в Беломорском бассейне // Всерос. конф. с междунар. участием «Северные территории России: Проблемы и перспективы развития»: Материалы конф. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера УрО РАН, 2008. С. 964–966.
- Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Докл. РАН. 2013. Т. 450, № 4. С. 465–469.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В. Геологические исследования Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43, № 1. С. 5–28.
- Полканов А.А. Геология хогландия–югния Балтийского щита. Л., 1956. 122 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 6).
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям: Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.
- Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 3. С. 203–237.
- Романенко Ф.А. Геоморфологические следы тектонических движений и покровных ледников в Северо-Западном Беломорье: Факты и домыслы // Материалы Всерос. науч. конф. «Поздние- и постгляциальная история Белого моря: Геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология»: Сб. статей. М.: КДУ-Университетская книга, 2018. С. 129–134.
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений полуострова Киндо // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442, № 4. С. 544–548.
- Рыбалко А.Е., Назарова О.В., Никитин М.А., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Журавлев В.А. Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. III. С. 232–236.
- Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Федорова Н.К., Никитин М.А. Новые данные о геологии и геоморфологии Кандалакшского залива по материалам высокочастотного сейсмоакустического профилирования и геологического пробоотбора // Геология морей и океанов: Материалы XIX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2011. Т. V. С. 174–177.
- Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Материалы XX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М., 2013. Т. III. С. 237–241.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене–голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Науч. мир, 2017. С. 16–84.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
- Свириденко Л.П. Геофлексура Полканова и ее роль в геодинамике Восточно-Европейской платформы // Связь поверхностных структур земной коры с глубинами: Материалы 14-й междунар. конф., г. Петрозаводск, 2008 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 171–173.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам: Методы, результаты, рекомендации // Изв. вузов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
- Сим Л.А., Маринин А.В., Жиров Д.В. Новые данные о напряженно-деформированном состоянии Кольского полуострова // Тр. XIV Всерос. Ферсмановской науч. сессии, посв. 100-летию со дня рождения акад. АН СССР А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты: Изд-во КарНЦ РАН, 2017. С. 164–166.
- Смирнова В.С., Солодкая Р.Н. Геологическая карта СССР. М. 1 : 200 000. Сер. Карельская. Л. Q-36-XVI: Объяс. зап. М.: ГНТИ, 1960. 60 с.
- Солоненко В.П. Сейсмогенное разрушение горных склонов // Междунар. геол. конгресс, 24 сессия. Докл. сов. геологов: Гидрогеол. и инженерн. геол. М.: Наука, 1972. С. 142–151.
- Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. 1973а. № 4. С. 3–13.
- Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973б. № 9. С. 3–16.
- Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмодислокациям // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С. 121–131.
- Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козулица Н.А. Строение осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 81–92.
- Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Сыстра Ю.И. Тектоническая карта Республики Карелия. М. 1 : 1 000 000. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1996.
- Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Докл. Акад. наук. 2006. Т. 411, № 2. С. 226–230.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. М. 1 : 1 500 000 / Отв. ред. А.С. Балуев. М.: ГИН РАН, 2010.
- Уломов В.И., Перетокин С.А., Никонов А.А., Данилова Т.И., Акатова К.Н., Медведева Н.С., Антикаев Ф.Ф.,

- Завьялов А.Д., Никитин С.Н., Сим Л.А., Уломов И.В., Флейфель Л.Д., Шварев С.В., Эртелева О.О. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации (ОСР-2016): Приложение А // Изменение № 1 к СП 14.13330.2018 СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах. М.: Минстрой России, 2019. С. 75–131.
- Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
- Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 74–90.
- Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 283 с.
- Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Шварев С.В. Морфотектоника, сейсмичность и экзогенные процессы Кольского полуострова // Геология и геофизика. 2021. <https://doi.org/10.15372/GiG2021126>
- Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: Анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: От теории к практике: Всерос. конф. VII Щукинские чтения. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 199–202.
- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
- Audemard F., Azuma T., Baiocco F., Baize S., Blumetti A.M., Brustia E., Clague J., Comerci V., Esposito E., Guerrieri L., Gürpinar A., Grützner C., Jin K., Kim Y.S., Kopsachilis V., Licarini M., Mc Calpin J., Michetti A.M., Mohammadioun B., Mörner N.A., Okumura K., Ota Y., Papathanassiou G., Pavlides S., Perez López R., Porfido S., Reichert K., Rodriguez Pasqua M.A., Roghazin E., Scaramella A., Serva L., Silva P.G., Sintubin M., Tatevossian R., Vittori E. Earthquake environmental effect for seismic hazard assessment: The ESI intensity scale and the EEE Catalogue // Memorie descrittive della carta geologica d'Italia / Ed. L. Guerrieri. Rome, Italy, 2015. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT. V. 97.
- Belzyt S., Pisarska-Jamroży M., Bitinas A., Damušytė A., Woronko B. Soft-sediment deformation structures in the Pleistocene meandering-river floodplain (Slinkis outcrop, Central Lithuania) // Soft-sediment deformation structures and palaeoseismic phenomena in the South-Eastern Baltic Region / Eds M. Pisarska-Jamroży, A. Bitinas. Vilnius: Lithuanian Geol. Survey, Lithuanian Geol. Soc., 2018. P. 16–20.
- Brandes C., Polom U., Winsemann J. Reactivation of basement faults: Interplay of ice-sheet advance, glacial lake formation and sediment loading // Basin Res. 2011. V. 23. P. 53–64.
- Bungum H., Lindholm C. Seismo- and neotectonics in Finnmark, Kola Peninsula and the southern Barents Sea. Pt 2: Seismological analysis and seismotectonics // Tectonophysics. 1976. V. 270. P. 15–28.
- Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Y., Möller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, Northwestern Russia // Global and Planet. Change. 2001. V. 31. P. 155–177.
- Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults // Quater. Sci. Rev. 2000. V. 19. P. 1447–1460
- Grube A. Palaeoseismic structures in Quaternary sediments, related to an assumed fault zone north of the Permian Peissen-Gnutz salt structure (NW Germany): Neotectonic activity and earthquakes from the Saalian to the Holocene // Geomorphology. 2019. V. 328. P. 15–27.
- Kujansuu R. Nuorista sirroksista Lapissa // Geol. 1964. N 16. P. 30–36.
- Lagerbäck R., Sundh M. Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden. Geol. Surv. of Sweden, 2008. 80 p. (Res. Pap. C 836).
- Lundqvist J., Lagerbäck R. The Pärve Fault: A late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // Geol. Foren. Stockh. Forh. 1976. V. 98. P. 51–54.
- Mattila J., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Palmu L.-P., Aaltonen I., Käpyano A., Lindberg A., Sutinen R. Evidence of multiple slip events on postglacial faults in northern Fennoscandia // Quater. Sci. Rev. 2019. V. 215. P. 242–252.
- McCalpin J.P. Paleoseismology. 2nd ed. Amsterdam; London: Acad. Press, 2009. 615 p. (Intern. Ser. 95).
- Michetti A.M., Esposito E., Gürpinar A., Mohammadioun B., Mohammadioun J., Porfi do S., Roghazin E., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F.A., Comerci V., Marco S., McCalpin J., Mörner N.A. 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 / Eds E. Vittori, V. Comerci. Roma: SystemCart Srl., APAT, 2004. 116 p. V. 67. (Spec. pap.).
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpinar A., Mc Calpin J., Mohammadioun B., Mörner N.A., Ota Y., Roghazin E. Intensity scale ESI 2007 // Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia / Eds. L. Guerrieri, E. Vittori. Rome, Italy: Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, 2007. V. 74.
- Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden: Primary structures and secondary effects // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 139–157.
- Mörner N.-A. Paleoseismology: The application of multiple parameters in four case studies in Sweden // Quatern. Intern. 2011. V. 242. P. 65–75.
- Mörner N.-A. Patterns in seismology and palaeoseismology, and their application in long-term hazard assessments: The Swedish case in view of nuclear waste management // Patt. Recogn. Phys. 2013. V. 1. P. 75–89. <https://doi.org/10.5194/prp-1-75-2013>
- Olesen O., Blikra L.H., Braathen A., Dehls J.F., Olsen L., Rise L., Roberts D., Riis F., Faleide J.I., Anda E. Neotectonic deformation in Norway and its implications: A review // Norw. J. of Geol. 2004. V. 84. P. 3–34.
- Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Markovaara-Koivisto M., Palmu J.-P., Nordback N., Lindberg A., Sutinen R., Aaltonen I., Savinen J. Postglacial faults in

- Finland: A review of PGSdin project results. Eurajoki, Finland: Posiva, Oy, 2019.
- Pisarska-Jamrozy M., Belzyt S., Borner A., Hoffmann G., Huneke H., Kenzler M., Obst K., Rotner H., van Loon T.* Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing landice mass (Rugen Island, SW Baltic Sea) // *Tectonophysics*. 2018. V. 745. P. 338–348. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.004>
- Pisarska-Jamrozy M., Van Loon A.J. (Tom), Mleczak M., Roman M.* Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (Western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound // *Geomorphology*. 2019. V. 326. P. 239–251.
- Reimer P., Austin WEN, Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reim Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kB Radiocarbon 62). 2020. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Tchalenko J.S.* Similarities between shear zones of different magnitudes // *Geol. Soc. Bull.* 1970. V. 81, N 6. P. 1625–1640.
- Twiss R.J., Moores E.M.* Structural geology. San Francisco: W.H. Freeman & Co., 1992. 532 p.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. V. 84, N 4. P. 974–1002.

Сведения об авторах

ШВАРЕВ Сергей Валентинович – Институт географии РАН. Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, стр. 4; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Россия, 123242, г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1. E-mail: shvarev@ifz.ru

БОНДАРЬ Иван Владимирович – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Россия, 123242, г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1. E-mail: bond@ifz.ru

РОМАНЕНКО Федор Александрович – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1. E-mail: faromanenko@mail.ru

ЛУГОВОЙ Николай Николаевич – Институт географии РАН. Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29, стр. 4; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1. E-mail: Lugovoy-n@ya.ru

TRACES OF THE HOLOCENE PALEOEARTHQUAKES ON THE ISLANDS OF THE KUZOKOTSKY ARCHIPELAGO (KANDALAKSHA BAY OF THE WHITE SEA, EASTERN FENNOSCANDIA)

© 2022 S.V. Shvarev^{1,2}*, I.V. Bondar², F.A. Romanenko³, N.N. Lugovoy^{1,3}

¹ Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia,

² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

* e-mail: shvarev@ifz.ru

Abstract. Detailed paleoseismogeologic, morphotectonic and tectonophysics studies using remote and ground surveys were carried out on the islands of the Kuzokotsky archipelago, located on the south coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea. The following have been established: a) kinematic parameters of seismic ruptures, including strike-slip faults, reverse strike-slip faults of the general (NNW) direction corresponding to the onshore structures of the Kandalaksha graben and strike-slip faults, normal strike-slip faults, extensional faults of the WNW direction corresponding to the structures of the graben of the Great Salma; b) the correspondence of the parameters of seismic ruptures to periodic changes in the field of tectonic stresses from NW to NE compression; c) the inheritance of seismic deformations and the development of the latest morphostructure within the framework of the dominance of the structures of the Kandalaksha graben with periodic activation of the Velikaya Salma graben; d) three main stages of seismogenic renewal, including: I – pre-Glacial and the beginning of the Late Glacial; II – Late Glacial period; III – Holocene; e) three main seismic episodes in the Late Holocene: 2.3–2.2 k.y. BP; 1.5–1.4 k.y. BP and 0.5–0.4 k.y. BP; e) traces of maximum concussions corresponding to IX+ and X points, localized along the outer northern (Velikaya Salma) flank of the archipelago and related to all stages of seismogenic renewal.

Keywords: paleoearthquakes, seismic ruptures, tectonic stresses, morphotectonics, seismic deformations, White Sea, Holocene.

About the authors

SHVAREV Sergey Valentinovich – Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Russia, 119017, Moscow, Staromonetny alleyway, 29-4; Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences. Russia, 123242, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya st., 10-1. E-mail: shvarev@ifz.ru

BONDAR Ivan Vladimirovich – Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences. Russia, 123242, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya st., 10-1. E-mail: bond@ifz.ru

ROMANENKO Fiodor Alexandrovich – Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1. E-mail: faromanenko@mail.ru

LUGOVOY Nikolay Nikolaevich – Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Russia, 119017, Moscow, Staromonetny alleyway, 29-4; Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1. E-mail: Lugovoy-n@ya.ru

Cite this article as: Shvarev S.V., Bondar I.V., Romanenko F.A., Lugovoy N.N. Traces of the Holocene paleoearthquakes on the islands of the Kuzokotsky Archipelago (Kandalaksha Bay of the White Sea, Eastern Fennoscandia), *Geofizicheskie Protssesy i Biosfera* (Geophysical Processes and Biosphere), 2022, vol. 21, no. 2, pp. ????? (in Russian). <https://doi.org/10.21455/gpb2022.2-????>

English version: *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2022, vol. 58. ISSN: 0001-4338 (Print), 1555-628X (Online). <https://link.springer.com/journal/volumesAndIssues/11485>