

Статья принята в печать и будет опубликована в журнале:  
«Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле»



**Палеосейсмодеформации в межледниковых осадках  
побережий Белого моря**

*Шварев Сергей Валентинович*

DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.110>

Дата получения рукописи: 13.05.2024

Дата принятия рукописи в печать: 27.12.2024

**Для цитирования:** Шварев С. В. (2025) Палеосейсмодеформации в межледниковых осадках побережий Белого моря. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 70 (1).

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.110>

Это неотредактированный файл принятой к публикации рукописи. До публикации в окончательном виде она будет подвергнута редактированию и верстке. Обратите внимание, что во время производственного процесса могут быть выявлены ошибки, влияющие на содержание. К данной рукописи применяются все правовые оговорки, относящиеся к журналу.

1 УДК 551.43+551.248

2

3 **Палеосейсмодеформации в межледниковых осадках побережий Белого моря<sup>1</sup>**

4

5 Шварев Сергей Валентинович<sup>1,2</sup>

6

7 <sup>1</sup>Институт географии РАН, г. Москва, Старомонетный переулок, д.29, 119017

8 <sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, ул. Большая Грузинская,  
9 д.10, стр.1, 123242

10

11 Шварев С.В.: [shvarev@igras.ru](mailto:shvarev@igras.ru); [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)

12

13 Контактное лицо:

14 Шварев Сергей Валентинович,

15 Телефон +7 916 228 09 24

16 Email: [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)

17 Адрес: 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 29, лаборатория геоморфологии

18

19 **Аннотация**

20 В статье представлены данные о палеосейсмогенных деформациях в отложениях  
21 Кольского и Архангельского побережий Белого моря – Терского, Кандалакшского,  
22 Зимнего и Абрамовского берегов. Деформации изучены в 29 разрезах межледниковых  
23 позднеплейстоценовых бассейновых осадков и включают разрывы разных типов,  
24 складки, постседиментационный наклон и многочисленные формы разжижения –  
25 кластические дайки, структуры гравитационного погружения (load cast) и восходящего  
26 внедрения (water escape), гомогенизацию и фрагментацию слоистых толщ, горизонты  
27 деформаций с интенсивным перемешиванием (конволюциями). В большинстве случаев

---

<sup>1</sup> Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГ РАН «Палеогеографические обстановки четвертичного периода и рельефообразующие процессы как основа современных ландшафтов и фактор жизнедеятельности древнего и современного человека» (FMWS-2024-0005) и ИФЗ РАН «Исследование разномасштабных свойств сейсмического процесса в пространстве и во времени с целью развития методов оценки и прогноза сейсмической опасности» (FMWU-2022-0009)

The work was carried out within the framework of the state tasks of the IG RAS "Paleogeographic conditions of the Quaternary period and relief-forming processes as the basis of modern landscapes and a factor in the vital activity of ancient and modern man" (FMWS-2024-0005) and IFZ RAS "Research of the multi-scale properties of the seismic process in space and time in order to develop methods for assessing and predicting seismic hazard" (FMWU-2022-0009)

28 сейсмогенные текстуры различных типов проявляются совместно, образуя  
29 парагенетические комплексы. В нескольких разрезах обнаружены следы нескольких  
30 деформационных эпизодов, соответствующих сейсмическим событиям. В отдельных  
31 случаях их количество достигает первых десятков (до 16 горизонтов в одном разрезе),  
32 что, в сопоставлении с интервалом накопления толщи определяет периодичность  
33 палеоземлетрясений для отдельных районов восточного Прибеломорья 500-1000 лет в  
34 позднем плейстоцене. Парагенетические комплексы деформаций, исследованные в  
35 нескольких разрезах Терского берега, свидетельствуют о последовательной смене  
36 условий сжатия-растяжения, характерных для прохождения сейсмической волны, а  
37 пространственно-кинематические параметры деформаций – ориентировка, направление  
38 смещения – о генетической связи деформаций с тектонической структурой.

40 **Ключевые слова:** палеосейсмодеформации, палеоземлетрясения, разрывы, складки,  
41 разжижение, Терский берег, Зимний берег, поздний плейстоцен, голоцен

### 43 1. Введение и постановка проблемы

44 Свидетельства возможных древних землетрясений в Фенноскандии и на  
45 прилегающей территории в виде необычной раздробленности скальных пород и  
46 нарушений залегания рыхлых отложений обнаруживаются уже на протяжении более 200  
47 лет (Strangways, 1821; Иностранцев, 1877; De Geer, 1878). Систематическое изучение  
48 палеосейсмичности в течение последних 50 лет сосредоточено на постледниковой  
49 сейсмичности, вызванной быстрым поднятием земной коры после таяния последнего  
50 ледника, вызвавшей реактивацию древних разломов и максимально проявившейся в  
51 позднеледниковье и раннем голоцене (Mörner, 2004), когда сформировались мощные  
52 высокоамплитудные (до 35 м), протяженные (до 150 км) постледниковые разломы,  
53 сосредоточенные в северо-западной части Фенноскандии (Lagerbäck, 1979; Lagerbäck  
54 and Sundh, 2008). К этим разломам – первичным палеосейсмодеформациям, тяготеют и  
55 экзогенные процессы – оползни, каменные лавины, массовые смещения материала, а  
56 также деформации в четвертичных осадках, что позволяет и эти проявления однозначно  
57 относить к палеосейсмогенным (Ojala et al. 2018). Детальное изучение кинематики  
58 разломов позволило сделать вывод о том, что их возникновение связано не только с  
59 дифференцированными блоковыми вертикальными смещениями в рамках сводового  
60 постледникового поднятия, но и с реализацией горизонтальных напряжений, вызванных  
61 **тектоническими процессами в районе Срединно-Атлантического хребта** и накопленных

62 в период покровного оледенения (Olesen, 1988). Т.е. механизм сейсмичности  
63 Фенноскандии более сложен, чем предполагалось и, следовательно, можно ожидать и  
64 более широких временных рамок для палеоземлетрясений. В последнее время  
65 обнаружены такие свидетельства. Прежде всего, отмечается более поздняя сейсмическая  
66 активность - в голоцене, вплоть до позднего, подтверждаемая как  
67 палеосейсмогеологическими данными – возрастом сейсмогенных оползней и  
68 деформаций рыхлых отложений в приразломных зонах на суше и в акваториях (Ojala et  
69 al., 2018; Николаева и др., 2016а,б; Blikra et al., 2002), так и историческими  
70 свидетельствами (Никонов, 2013). Существенно меньше сведений о более ранней  
71 сейсмичности. Это связано как с объективными причинами - меньшей сохранностью  
72 доледниковых рыхлых отложений на территории кристаллического щита, отсутствием  
73 данных инструментального датирования, так и с субъективными – отсутствием анализа  
74 имеющихся деформаций как потенциально сейсмогенных. Однако, такие данные  
75 появляются и, прежде всего, в районах периферической части щита и прилегающих  
76 плитных частях Западно- и Восточно-Европейской платформ с более мощной и  
77 стратиграфически полной толщей четвертичных отложений. В качестве механизма  
78 палеоземлетрясений предлагается активизация разломов в традиционной форме влияния  
79 изостатических колебаний в вариантах постледниковой релаксации (Pisarska-Jamroży et  
80 al., 2019), или прогиба перед фронтом наступающего ледника (Pisarska-Jamroży et al.,  
81 2018). Сопоставление серий эпизодов сейсмогенной активизации на длительных  
82 интервалах времени, с одной стороны, намечает связь с основными  
83 палеогеографическими событиями в позднем неоплейстоцене и голоцене,  
84 коррелирующей, в той или иной мере, с оледенением (Шварев и др., 2021б, в), а с другой  
85 – соответствует валахско-пасаденской фазе неотектонической активизации,  
86 продолжающейся последние 2 млн.лет (Трифонов и Соколов, 2017) и, в частности, её  
87 последнему эпизоду со среднего неоплейстоцена (Шварев, 2021а). Поскольку данные о  
88 сейсмогенных деформациях межледниковых отложений получены для южной  
89 периферии Фенноскандии, то для воссоздания комплексной картины весьма интересно  
90 состояние аналогичных образований на севере и, в частности, в бассейне Белого моря.  
91 При этом здесь существенно больше оснований ожидать следы сейсмических  
92 воздействий на отложения, поскольку район известен развитием крупного новейшего  
93 Кандалакшского грабена, определяющего структуру юго-западной части Беломорского  
94 бассейна (Балуев и др., 2012). Кардинальное значение для понимания новейшей  
95 тектоники в этом районе дали материалы по субаквальному рельефу Белого моря и

96 строению донных отложений (Рыбалко и др., 2011, 2013; Старовойтов и др., 2018). Они  
97 дают основание для утверждения о наличии крупных **разломов**, протяженностью до  
98 первых сотен км, высокоамплитудных, **со смещениями** до нескольких десятков – первых  
99 сотен метров в позднем плейстоцене и первых десятков метров в голоцене. Очевидно,  
100 что новейшая морфоструктура Белого моря, главным элементом которой является  
101 обновленный Кандалакшский грабен северо-западного простирания, включает не только  
102 его составляющие, но и второстепенные разломы, и, прежде всего, поперечные  
103 структуры северо-восточного простирания, протягивающиеся от Соловецкого  
104 архипелага через Горло Белого моря, обрамляющие глыбу Кольского полуострова и  
105 сопрягающиеся с Мурманской зоной от северо-восточного побережья Кольского  
106 полуострова в сторону основания п-ова Канин и вдоль Абрамовского берега к Мезенской  
107 губе (Балуев и др., 2010). Имеющиеся данные позволяют считать всю акваторию Белого  
108 моря потенциальной ареной древних землетрясений и рассматривать сейсмогенез в  
109 качестве одного из ведущих факторов формирования деформационных структур на его  
110 побережьях.

111 В тоже время, как на Кольском, так и Архангельском побережьях, ранее изучен  
112 ряд разрезов межледниковых отложений и получены данные инструментального  
113 датирования, положенные в основу палеогеографических реконструкций. Сейсмогенное  
114 воздействие не рассматривалось в качестве вероятной причины наблюдаемых  
115 постседиментационных деформаций, которые, в большинстве случаев, совсем не  
116 анализировались, или были отнесены к деформациям традиционного для ледниковых и  
117 перигляциальных районов происхождения – гляциотектоническим, мерзлотным, отчасти  
118 гравитационным. С точки зрения комплексного анализа, включающего вероятную  
119 существенную роль сейсмогенного фактора в развитии Фенноскандии и прилегающих  
120 территорий в плейстоцене, несомненный интерес представляет анализ и  
121 переинтерпретация имеющихся данных в совокупности с получением новых для оценки  
122 пространственного распространения палеосейсмогенных структур, их типов, масштабов  
123 проявления, возраста, повторяемости, кинематических (динамических) характеристик,  
124 временных и пространственных комбинаций. Эти данные обеспечивают, с одной  
125 стороны, корректный палеотектонический анализ, а с другой - актуализацию и  
126 детализацию палеогеографических реконструкций.

127

## 128 2. Материалы и методы

129 В работе использованы данные собственных геолого-геоморфологических  
130 наблюдений, стратиграфо-генетического, стратиграфо-литологического анализа  
131 разрезов рыхлых отложений, вскрывающихся, в основном, в естественных обнажениях  
132 абразионных уступов побережий Белого моря и эрозионных обрывов приустьевых  
133 частей рек. Для оценки возраста деформаций использованы результаты  
134 инструментального датирования методами оптико-люминесцентного (ИК-ОСЛ) и  
135 радиоуглеродного ( $^{14}\text{C}$ ) датирования. Для идентификации палеосейсмогенных  
136 деформационных структур и их типизации использованы методы сеймотектонического  
137 анализа форм рельефа и рыхлых отложений (Obermeier, 1996; McCalpin (ed.), 1996). В  
138 основе временных оценок деформационных эпизодов лежат полученные в последние  
139 годы инструментальные геохронологические данные. Они позволяют в коррелировать  
140 стратиграфические последовательности несколько основных разрезов, расположенных  
141 на Терском и Кандалакшском берегах Кольского полуострова в долинах рек Большая  
142 Кумжевая, Чапома, Каменка, Стрельна, Чаваньга, Варзуга, Умба, Колвица) (Korsakova,  
143 2009; Korsakova et al., 2004, 2019; Зарецкая и др., 2019), а также на Зимнем и  
144 Абрамовском берегах Беломорско-Кулойского плато в абразионных уступах на  
145 побережье и в долинах рек Това, Койда (Зарецкая и др., 2022). Основные события  
146 позднего неоплейстоцена, запечатленные и достаточно хорошо сопоставимые в разрезах,  
147 включают: бореальную и беломорскую трансгрессии на протяжении МИС 5, морскую  
148 седиментацию в МИС 4, мезенскую трансгрессию на границе МИС 4 и МИС 3, морскую  
149 седиментацию в МИС 3, ледниковое и водноледниковое (озерно-ледниковое и  
150 ледниково-морское осадконакопление) в течение МИС 2, когда территория была  
151 полностью покрыта Скандинавским ледником.

### 153 3. Результаты исследований

154 *Морфоструктурная позиция разрезов межледниковых отложений.* Изученные  
155 разрезы расположены в пределах береговой зоны Белого моря (рис.1) на северном  
156 побережье Кандалакшского залива (1-9), северном берегу Двинской губы (10),  
157 восточном берегу пролива Горло (11-21) и юго-восточном побережье Воронки Белого  
158 моря от мыса Воронов до устья р. Кулой (22-29). Морфоструктура Беломорского  
159 бассейна определяется суперпозицией нарушений северо-западного простирания,  
160 согласно которым ориентирована основная котловина моря, включающая  
161 Кандалакшский залив и Двинскую губу и самая южная часть – Онежская губа, и  
162 нарушений северо-восточного простирания, наследуемых проливом Горло, отделяющим

163 Кольскую глыбу на западе от Беломорско-Кулойского плато на востоке (рис.1).  
164 Кандалакшский залив в морфоструктуре Белого моря является наиболее активным  
165 новейшим прогибом – грабеном, унаследованно развивающимся в новейшее время на  
166 месте рифейского Кандалакшско-Онежского палеорифта (Балуев и др., 2012). В  
167 настоящее время об активном развитии грабена свидетельствует интенсивное  
168 нарастание глубин с востока на запад в сторону кутовой части залива, а наиболее  
169 активным нарушением бассейна является разлом, протягивающийся вдоль южного борта  
170 грабена от вершины залива, пересекающий центральную котловину севернее  
171 Соловецких островов, обрамляющий Онежский полуостров с севера и трассирующийся  
172 на восток вдоль нижнего течения р. Северная Двина. Новейшие разломы северо-  
173 западного и северо-восточного простираний развиты несколькими субпараллельными  
174 ветвями, определяющими все характерные черты морфоструктуры котловины Белого  
175 моря: глубоководные котловины в осевых частях бассейна, ступени на флангах,  
176 ориентировку береговых уступов. Кроме этих относительно прямолинейных разрывов,  
177 ортогонально сопрягающихся друг с другом с узловым структурой в районе Соловецкого  
178 архипелага, для обрамления Кольского полуострова характерно развитие дуговых  
179 структур – в восточной части с прогибом в сторону материковой части, а в южной – в  
180 сторону моря, что отражает переход от фронтальной части Кольской глыбы к фланговой  
181 и, по-видимому, изменению кинематических характеристик новейших разломов, в  
182 последнем случае с существенной сбросово-сдвиговой составляющей. Активность  
183 нарушений в пределах дна моря отражается высотой отдельных приразломных уступов,  
184 колеблющейся от 2-10 до 160-200 м, и которую можно прямо сопоставить с амплитудой  
185 новейших вертикальных смещений (рис.1) (Шварев и др., 2015). В пределах суши  
186 морфологическая выраженность разломов в качестве индикатора активности  
187 существенно дополняется данными о линейной локализации очагов палео и  
188 современных землетрясений, сейсмогенными формами рельефа (трещины, ущелья,  
189 эскарпы) и распространения экзогенных процессов (обвалов, оползней селей, каменных  
190 лавин и др.) (Шварев, 2021). Данные по локальным разрывам показывают активность не  
191 только основных новейших нарушений (Балуев и др., 2010), но и всей блоково-  
192 разломной системы, в том числе с поперечными и диагональными разностями по  
193 отношению к главным разломам. В морфоструктурно отношении практически все  
194 разрезы приурочены к зонам крупных новейших разломов: а) дуговых разломов  
195 восточного обрамления Кольского полуострова (западного фланга Горла Белого моря)  
196 (1); б) разломов северного борта Кандалакшского грабена (СЗ-простирания) (2,3,5-7), в

197 том числе оперяющих дуговых и диагональных структур – Нижневарзугской депрессии  
198 (4), Колвицкого грабена (8); в) разлома северного борта Двинской депрессии (СЗ-  
199 простирания) (10); г) разлома восточного фланга Горла (СВ- простирания) (11-21); д)  
200 северного обрамления Горла (СЗ-простирания) (22-23). Для восточных разрезов (24-29),  
201 расположенных вдоль Абрамовского берега Белого моря позиция относительно крупных  
202 нарушений не столь очевидна, однако здесь также, как и в других частях побережий  
203 Белого моря четко прослеживается активизированная мелкоблоковая структура, в том  
204 числе определяющая структуру береговой зоны и долин крупных рек (Койда, Кулой) с  
205 суперпозицией северо-восточных и северо-западных нарушений, отражение которой, в  
206 первую очередь, следует ожидать в деформациях рыхлых отложений.

207 **Распространение деформаций и их типы.** По результатам изучения 29 разрезов  
208 (рис.1) можно констатировать, что во всех разрезах в бассейновых, преимущественно  
209 песчано-глинистых позднеплейстоценовых осадках с преобладающей первичной  
210 градиционной нормальной слоистостью обнаруживаются те или иные  
211 постседиментационные деформации, к основным типам которых относятся разрывные,  
212 складчатые и разжижения (рис.2, 3 табл. 1). Наиболее распространены разрывные и  
213 складчатые деформации с амплитудами в диапазоне мм-первых десятков см (рис.3а,б) и  
214 текстуры разжижения, проявляющиеся в гомогенизации слоистых осадков с  
215 незначительными (мм-см) смещениями материала, массово проявляющимися в разрывах  
216 тонких слоев илистых осадков и их фрагментации. Такие незначительные по масштабу  
217 конкретных проявлений, но широко распространенные формы определяют фоновые  
218 условия, свидетельствуя о постоянном и повсеместном присутствии стрессового  
219 фактора, нарушавшего осадконакопление в позднем неоплейстоцене. Хотя и  
220 пространственное и временное постоянство четко дискретизируется отдельными  
221 проявлениями, позволяющими наметить с одной стороны «очаговые» участки с  
222 концентрацией наиболее интенсивных деформаций различного типа, а с другой –  
223 периодичность проявлений стрессового фактора на основании стратиграфического  
224 чередования нарушенных горизонтов в разрезах.

225 Экстремальные проявления, к которым можно отнести разрывы со смещениями и  
226 складки с амплитудой более 1 м, а также мощные горизонты разжижения (более 0.5 м),  
227 характеризуют около половины всех изученных разрезов. Более выразительными  
228 оказываются пликативные деформации (рис.3г,д) - складки и флексуры достигающие  
229 амплитуд от 1.5–3 м (разрезы 1, 3, 16, 20, 21, 23) (табл.1) до 10 и более м (18). Наибольшее  
230 смещение по разрывам достигает 4 м в одном случае (20) и 1–1.5 м в 4-х случаях (4, 11,

231 13, 28). Для текстур разжижения экстремальными проявлениями оказываются:  
232 деформационный горизонт мощностью 0.6 м – в одном случае (14) (рис.3м), массовое  
233 разжижение в 2-х случаях (3, 6), единичные текстуры восходящего внедрения  
234 (инъекционные дайки) с вертикальным развитием 1–4 м (3, 17) (рис.3ж) и  
235 гравитационного проваливания каплевидного типа, достигающие диаметра 10–20 см (26)  
236 (рис. 2е).

237 Максимальная концентрация экстремальных проявлений деформаций отмечена на  
238 северном участке Зимнего берега Белого моря (между устьем р. Ручьи и мысом Воронов)  
239 (рис.1, 2, 3г,д), где сопряжены и разрывные и складчатые деформации наибольших  
240 амплитуд, распространяющихся на весь субаэральный разрез (до 30 м над у. м.), и, судя  
241 по видимым фрагментам складок, погружающихся на первые десятки метров ниже у.м.

242 **Количество и возраст деформационных эпизодов.** Систематический характер  
243 нарушений позволяет установить их связь с морфоструктурным планом, их размеры и  
244 распространение – с интенсивностью породивших их событий, взаимоотношения в  
245 разрезе – с относительной последовательностью формирования (в том числе в ходе  
246 нескольких деформационных эпизодов или в ходе однократного события,  
247 сформировавшего единый парагенез типов деформаций в результате прохождения  
248 сейсмической волны), а соотношения с возрастом подстилающих, нарушенных и  
249 перекрывающих отложений – с временем тектонической активизации.

250 Для разрезов Терского берега – Чапома и Чаваньга проведена кинематическая  
251 реконструкция последовательных эпизодов деформаций. Весьма характерными  
252 являются установленные стадии: смятие в складки в ходе сжатия, сопровождаемое  
253 взбросами и горизонтальными срывами, сменяющееся растяжением со сбросами.

254 В разрезе «Чапома» (№1)(рис.4), расположенном в береговом уступе правого борта  
255 долины р. Чапома, наблюдается несколько типов деформаций, затрагивающих  
256 межморенную толщу. Разрез, стратиграфически охарактеризованный ранее (Граве и др.,  
257 1969; Гудина, Евзеров, 1973; Корсакова и др., 2004) и неоднократно датированный  
258 различными инструментальными методами (Зарецкая и др., 2019) включает 6 основных  
259 горизонтов, включающих осташковскую (gIIIos, МИС2) и московскую (gIIms, МИС6)  
260 морены в кровле и основании разреза и бассейновые (морские, ледниково-морские)  
261 осадки микулинского (mIIImk, МИС5), подпорожского (m,IIIpd, МИС4) и  
262 ленинградского (m,IIIln, МИС3) времени (Зарецкая и др., 2019) (Рис.4а).  
263 Документированные деформации затрагивают осадки ранне-средневалдайского

264 времени, датированные ИК-ОСЛ методом в интервале 23-29 тыс.л.н<sup>2</sup>. Морские глины с  
265 ракушей (горизонт В) (рис.4а, б, д) и лежащие на них параллельно слоистые (первично  
266 горизонтально слоистые) пески, супеси и легкие суглинки с прослоями гравия (горизонт  
267 Б) смяты крупными складками с ориентировкой осей от субмеридиональной до северо-  
268 западной. Амплитуда наблюдаемой складки более 3 м. Судя по ориентировке осей и  
269 наклону крыльев складки образованы при субширотном или ВСВ-ЗЮЗ сжатии. Эта же  
270 толща разбита серией сбросов с амплитудой до нескольких десятков см, простирание  
271 которых с абсолютным преобладанием северо-западное, а падение плоскостей – крутое  
272 северо-восточное. Судя по ориентировке, сбросы связаны с растяжением в ЗЮЗ-ВСВ  
273 направлении, а, поскольку разрывные структуры нарушают складки, то разрывы явно  
274 вторичны, по отношению к складкам. Среди разрывов наблюдаются малоамплитудные  
275 горизонтальные «срезы», по которым верхние части разреза смещены относительно  
276 нижних в тех же направлениях, которых падают плоскости наклонных разрывов (СВ).  
277 Тектоническими (сейсмогенными) признаками деформационного парагенеза в разрезе  
278 «Чапома» являются: а) ориентировка осей складок и плоскостей разрывов, близкая к  
279 ориентировке тектонических структур (второстепенные разломы фланговой зоны Горла  
280 Белого моря, СЗ простирания) (рис.2); б) ориентировка направлений сжатия-растяжения  
281 в деформациях рыхлых отложений соответствует ориентировке основных разломов СВ  
282 простирания (рис.4е); в) последовательность «сжатие-растяжение» (рис.4ж) характерна  
283 для воздействия сейсмической волны. Судя по асимметрии складок с крутым ЮЗ и  
284 пологим СВ крыльями, первичный импульс ориентирован с СВ на ЮЗ. В формировании  
285 толщи прослеживается 4 этапа: I - морское осадконакопление в течение раннего-  
286 среднего валдая; II – крупноскладчатое смятие в условиях латерального сжатия; III –  
287 малоамплитудные сбросы в условиях растяжения; IV – ледниковая денудация и  
288 отложение осташковской морены. Для подошвы морены характерно несогласное  
289 залегание, при котором кровля средневалдайских песков горизонтально срезана, но  
290 местами нарушается внедрением в морену на глубину первых десятков см «карманов» с  
291 затянутыми подстилающими песками. Такая структура свидетельствует о том, что  
292 гляциальная эрозия воздействовала на уже деформированную толщу, а масштабы её  
293 воздействия, судя по размерам внедрений и оказали на подстилающие отложения  
294 существенно меньшее воздействие. По-видимому, сейсмогенные деформации

---

<sup>2</sup> В слое наблюдается инверсия возраста с датой 77 тыс.л.н. в кровле, свидетельствующая о вероятном переотложении из более древних осадков (Зарецкая и др., 2019)

295 произошли непосредственно перед последним оледенением, перед фронтом  
296 наступающего ледника, несколько позднее  $23 \pm 2,7$  тыс.л.н.

297 В разрезе «Чаваньга» (№3) (рис.5), расположенном в эрозионном уступе правого  
298 берега р. Чаваньга в 5 км от устья и ранее также неоднократно исследованном (Гудина,  
299 Евзеров, 1973; Корсакова и др., 2004) вскрывается толща осадков от микулинских  
300 (mIIImk, МИС5) в основании до флювиогляциальных осташковских (fgIIIos, МИС2) в  
301 кровле, отложенная в интервале  $99 \pm 0,7$ - $18 \pm 2,1$  тыс.л.н. (рис.5a)(Зарецкая и др., 2019). В  
302 отличие от разреза «Чапома», здесь отсутствует морена в кровле и существенно более  
303 широкий спектр деформаций, подразделяемых на два комплекса, соответствующих  
304 деформационным эпизодам. Нижняя часть деформированной толщи представляет собой  
305 параллельно-слоистые (первично горизонтальные) пески, супеси и суглинки с  
306 прослоями гравия (Г) (рис.5 а, б, е) и подстилаемые гравийно-галечным горизонтом (Д)  
307 смяты в складки с амплитудой в первые метры. Эта же толща разбита серией сбросов с  
308 амплитудой до нескольких десятков см, простирание которых с абсолютным  
309 преобладанием северо-западное (рис.5ж), а падение плоскостей – противонаправленное  
310 - северо-восточное и северо-западное. Судя по ориентировке, сбросы связаны с  
311 растяжением в ЮЗ-СВ направлении, а, поскольку разрывные структуры нарушают  
312 складки, то разрывы явно вторичны, по отношению к складкам. Среди разрывов  
313 наблюдаются малоамплитудные «взбросы», срезанные сбросовыми нарушениями  
314 (рис.5д, е) и, очевидно, более ранние и сопряженные со складчатостью. Верхняя часть  
315 деформированной толщи (В) – горизонтально залегающие мелко-тонкозернистые пески  
316 с гравием и единичными гальками, залегающие с размывом на нижележащих  
317 отложениях. Толща нарушена субвертикальными трещинами, разветвляющимися  
318 горизонтально между слоями и заполненными гомогенным песком (инъекционными  
319 дайками) (рис.5г,е), многочисленными малоамплитудными сбросами с падением к СВ и  
320 СЗ, формирующими сетчатую текстуру, нарушенную пятнами гомогенных песков с  
321 единичными «плавающими» валунами со следами погружения на несколько десятков см  
322 (рис.5д,е). К тектоническим (сейсмогенным) признакам можно отнести: а) ориентировку  
323 плоскостей разрывов близкую к тектоническим структурам фланговой зоны  
324 Кандалакшского грабена, главным (СЗ простирания) и второстепенным (СВ  
325 простирания); ориентировку направлений сжатия-растяжения в деформациях рыхлых  
326 отложений, соответствующую ориентировке второстепенных разломов СВ простирания;  
327 в) следы сильного встряхивания в виде инъекционных даек, частичной гомогенизации и  
328 гравитационного проваливания валунов. Комплексы деформаций фиксируют два

329 эпизода: 1) для первого (нижняя часть толщи) наблюдается характерная для  
330 прохождения сейсмогенной волны последовательность «сжатие-растяжение» с  
331 начальной складчатостью и единичными надвигами и взбросами и последующими  
332 сбросами; 2) для второго (верхняя часть толщи) наблюдаются структуры разжижения  
333 (внедрение песков с образованием кластических даек и плавающие валуны).  
334 Деформированные отложения слоя «В» перекрываются горизонтально залегающими  
335 флювиогляциальными песками с гравием, галькой и валунами горизонтов А и Б.  
336 Предположительно, верхние слои сформировались во время дегляциации (Зарецкая и  
337 др., 2019), которую в данном районе можно условно соотнести с периодом 13,8-12,5  
338 тыс.л.н. (Stroeven et al., 2015). Таким образом, в формировании толщи выделяется 5  
339 основных этапов (рис.5з): I – морское осадконакопление в течение микулинского,  
340 подпорожского и ленинградского времени (в интервале  $99 \pm 7,6$ -53 тыс.л.н.); II –  
341 высокоамплитудные складчатые деформации в условиях сжатия с последующим  
342 растяжением и малоамплитудными сбросами (в интервале 53-18 тыс.л.н.); III – размыв  
343 кровли нижележащих отложений и быстрое флювиогляциальное осадконакопление  
344 (около 18 тыс.л.н.); IV – малоамплитудное разрывообразование, частичная  
345 гомогенизация песков, инъекции песков из нижележащей толщи и тиксотропное  
346 «проваливание» валунов и гальки в песчаной матрице (в интервале 17-13,8 тыс.л.н.); V –  
347 отложение флювиогляциальных осадков во время дегляциации (в интервале 13,8-12,5  
348 тыс.л.н.).

349 По соотношению деформаций для этих двух разрезов можно определить 2 эпизода  
350 деформаций, первый из которых сопоставляется со временем наступания фронта  
351 ледника (от 23 до 18 тыс.л.н.), проявившийся в обоих разрезах в виде складчато-  
352 разрывных деформаций сжатия-растяжения, а второй – с периодом дегляциации (от 17  
353 до 13,8 тыс.л.н.), запечатленный деформациями встряхивания.

354 В целом для региона, следы 2–4 событий встречаются повсеместно, но в отдельных  
355 разрезах на Зимнем берегу (14, таблица 1) в абразионных обрывах высотой до 20 м  
356 наблюдается 16 хорошо выраженных горизонтов разжижения мощностью 0,2–0,3 м  
357 (рис.3з-м). Наиболее древний из горизонтов, вскрытый в основании толщи вблизи уреза  
358 обладает максимальной мощностью (0,6 м (рис.3м)), а вся толща рассечена сбросовыми  
359 разрывами с амплитудой до 0,5-0,6 м. Поскольку прямых данных определения возраста  
360 этой толщи пока нет, то определить периодичность землетрясений можно только  
361 предположительно. По косвенным данным (Зарецкая, 2022) толща сформировалась в  
362 период от 52 до 39 тыс.л.н., что дает основание для оценки периодичности

363 землетрясений в 500-1000 лет (~750 лет). Поскольку для разжижения в благоприятных  
364 условиях достаточны сотрясения небольшой интенсивности (от 6 баллов), то, характер  
365 горизонтов, их мощность, свидетельствуют об относительно слабой сейсмичности с  
366 такой повторяемостью. В то же время интервал между сильными землетрясениями,  
367 проявившимися в начале и конце формирования толщи, составляет 10-15 тыс. лет.

368

#### 369 4. Обсуждение

370 Весьма важным является вопрос о генетической принадлежности изученных  
371 деформаций. Ранее, вопрос об их сейсмическом характере казался бы абсурдным,  
372 поскольку исследуемая территория априори считалась асейсмичной и в настоящее  
373 время, и на протяжении большей части фанерозоя. Однако, многочисленные данные  
374 опровергают этот постулат. Сейсмогенные текстуры в пределах Русской плиты и  
375 восточной части Фенноскандии обнаруживаются в дочетвертичных отложениях чехла,  
376 свидетельствуя о нескольких этапах сильной активизации, связанной с развитием  
377 крупных структур на периферии щита (Колодяжный и др., 2019; 2020).

378 Безусловно, имеет место морфологическая схожесть сейсмогенных  
379 деформационных структур с подобными образованиями мерзлотного,  
380 гляциотектонического, гравитационного генезиса. Однако, при рассмотрении  
381 конкретных деформационных комплексов, структурных парагенезов, выявляется их  
382 непосредственная пространственная связь с морфоструктурой (ориентировка структур,  
383 кинематика), определяются признаки, противоречащие иному происхождению. К  
384 примеру, масштабные складчатые деформации, которые традиционно в районе  
385 исследований относятся к гляциотектоническим и приурочиваются к краевым зонам  
386 ледника, обнаруживают кинематические параметры прямо противоположные динамике  
387 ледника, но соответствующие тектонической структуре. Наблюдаются случаи  
388 отсутствия ледниковых отложений над складчатыми структурами и случаи перекрытия  
389 деформированных структур недеформированными осадками. Существенный вопрос о  
390 соответствии масштабов поверхностных деформаций и тектонической структуры –  
391 крупные складки, казалось бы, должны быть порождены как минимум.  
392 соответствующими глубинными структурами, которые не всегда наблюдаются. По-  
393 видимому, эффект усиления связан, не в последнюю очередь со специфическими  
394 условиями осадконакопления. Складки могут образовываться на дне моря в  
395 слабоконсолидированных тонкодисперсных осадках, стекающих к осям синклиналей и  
396 выжимающихся в антиклиналях при небольших уклонах дна при нарушении

397 равновесного состояния даже из-за слабых тектонических толчков (Попов, 1986).  
398 Детальные исследования сейсмогенных деформационных структур выявляют их  
399 определенные отличия от несейсмогенных: взбросовые нарушения, внедряющиеся в  
400 подошву морены противоречат и гляциотектоническим механизмам и возрасту,  
401 клиновидные образования обнаруживают признаки инъекционных механизмов.

402

## 403 **5. Выводы**

404 На Кольском и Архангельском побережьях Белого моря наблюдаются комплексы  
405 сейсмогенных деформаций, развитые в межледниковых осадках. Основные типы  
406 деформаций включают разрывы разной кинематики и амплитуды, складки – от микро до  
407 макроскладок с амплитудой в десятки метров и от простых до сложных ансамблей, а  
408 также разнообразные формы разжижения. Деформации образуют парагенетические  
409 ряды и объединяются разновременными событиями. Периодичность деформационных  
410 эпизодов, обусловленных слабыми землетрясениями в позднем неоплейстоцене  
411 составляет 500-1000 лет, а сильными событиями – первые десятки тысяч лет. К  
412 экстремальным проявлениям, можно отнести разрывы со смещениями и складки с  
413 амплитудой более 1 м, а также мощные горизонты разжижения (более 0.5 м).  
414 Максимальная концентрация экстремальных деформаций отмечена на северном участке  
415 Зимнего берега Белого моря (между устьем р. Ручьи и мысом Воронов), где сопряжены  
416 и разрывные и складчатые деформации наибольших амплитуд, распространяющихся на  
417 весь субэкральный разрез (до 30 м над у. м.), и, судя по видимым фрагментам складок,  
418 погружающихся на первые десятки метров ниже у.м. Здесь же обнаруживается и  
419 наибольшее количество деформационных эпизодов. Возможно, этот эффект связан с  
420 близостью к Мурманской зоне разломов, ограничивающей Кольскую глыбу с севера и  
421 отсекающей Горло Белого моря от Воронки, однако, пока еще слабая изученность  
422 палеосейсмогенных структур в отложениях северных побережий Кольского полуострова  
423 не позволяет делать обоснованные выводы. Данные по разрезам южной части Терского  
424 берега с осторожностью подтверждают сопряжение сильных сейсмических событий с  
425 периодами наступания и отступления последнего ледника. В то же время,  
426 многочисленные следы относительно регулярных сотрясений невысокого уровня в  
427 межледниковье, фиксируемые на Зимнем берегу, свидетельствуют о сохранении  
428 сейсмичности вне прямой зависимости от оледенения.

429

## 430 **Благодарности**

431 Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГ РАН  
432 «Палеогеографические обстановки четвертичного периода и рельефообразующие  
433 процессы как основа современных ландшафтов и фактор жизнедеятельности древнего и  
434 современного человека» (FMWS-2024-0005) и ИФЗ РАН «Исследование  
435 разномасштабных свойств сейсмического процесса в пространстве и во времени с целью  
436 развития методов оценки и прогноза сейсмической опасности» (FMWU-2022-0009)

437

438 **Литература**

- 439 • Балувев А.С. (Отв. ред.) (2010) *Тектоническая карта Белого моря и прилегающих*  
440 *территорий. Масштаб 1:1500000*. М.: ГИН РАН.
- 441 • Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. (2012) *Тектоника*  
442 *Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к*  
443 *«Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба*  
444 *1:1500000)*. Отв. Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС. 104 с.
- 445 • Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова  
446 Л.Я., Черемисинова Е.А. (1969) Микулинское межледниковье на юго-востоке  
447 Кольского полуострова. В: *Проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена*  
448 *Кольского полуострова*. - Л.: Наука, 25-56.
- 449 • Гудина В.И., Евзеров В.Я. (1973) *Стратиграфия и фораминиферы верхнего*  
450 *плейстоцена Кольского полуострова*. Новосибирск: Наука. 146 с.
- 451 • Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Григорьев В.А. (2019).  
452 Поздненеоплейстоценовые разрезы Терского берега Белого моря: строение и новые  
453 геохронометрические данные // *Рельеф и четвертичные образования Арктики,*  
454 *Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 6., 40–46.
- 455 • Зарецкая Н.Е., Баранов Д. В., Ручкин М. В., Луговой Н. Н. (2022) Побережье Белого  
456 моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // *Известия РАН. Серия*  
457 *географическая*, 86(6), 898–913 DOI: 10.31857/S2587556622060164
- 458 • Иностранцев А.А. (1877). *Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой*  
459 *губернии и его рудных месторождений. Материалы по геол. России*. Т. VII. СПб. 728  
460 с.
- 461 • Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Зыков Д.С. (2019). Структура и эволюция северо-  
462 запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое

- 463 (Восточно-Европейская платформа). *Геотектоника*, 1, 62-86.  
464 <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- 465 • Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С. (2020)  
466 Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в Фанерозое,  
467 Северо-Запад России. *Геотектоника*, №1, 3-22. DOI: 10.31857/S0016853X20010051
  - 468 • Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. (2004). Геолого-стратиграфическая  
469 позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова  
470 (по геохронологическим и геологическим данным) // *Доклады Академии наук*, 398(2),  
471 218-222.
  - 472 • Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С. (2016а). Следы  
473 катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера  
474 Бабинская Имандра (Кольский регион). *Изв. РГО*, 148(4), 38-52
  - 475 • Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. (2016б). Комплексные  
476 палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части  
477 Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита). *Доклады*  
478 *академии наук*, 469(2), 199-203. DOI: 10.7868/S0869565216200172
  - 479 • Попов А.И. (1986). Дислокации и криолитогенез в плейстоценовых отложениях  
480 севера СССР. *Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии*.  
481 Л., ГО СССР, 146-152.
  - 482 • Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Федорова Н.К., Никитин М.А. (2011). Новые данные о  
483 геологии и геоморфологии Кандалакшского залива по материалам высокочастотного  
484 сейсмоакустического профилирования и геологического пробоотбора. *Геология*  
485 *морей и океанов: материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по*  
486 *морской геологии*. Т.V. – М.: ИО РАН, 174-177
  - 487 • Рыбалко А. Е., Федорова Н. К., Никитин М. А., Токарев М. Ю. (2013).  
488 Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль  
489 в формировании покрова современных осадков. *Геология морей и океанов:*  
490 *материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*.  
491 Т.III, М.: ИО РАН, 237–241
  - 492 • Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козупица Н.А. (2018). Строение  
493 осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики.  
494 *Вестник МГУ*, Сер.4, геология, №2, 81-92. [https://doi.org/10.33623/0579-9406-2018-2-](https://doi.org/10.33623/0579-9406-2018-2-81-92)  
495 [81-92](https://doi.org/10.33623/0579-9406-2018-2-81-92)

- 496 • Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. (2017). Сопоставление тектонических фаз и инверсий  
497 магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое. *Вестник Российской академии наук*,  
498 [87\(12\)](#), 1091-1097
- 499 • Шварев С.В. (2021). Морфотектоника, деформации рыхлых отложений и этапы  
500 тектонической активизации Самбийского (Калининградского полуострова в позднем  
501 плейстоцене и голоцене. *Геоморфология*, [52\(4\)](#), 97–124.  
502 [DOI: 10.31857/s0435428121040106](#)
- 503 • Шварев С. В., Никонов А. А., Фроль В. В. (2015). Морфоструктура, тектоническая  
504 и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР,  
505 геологических и сейсмических данных. *Геоморфологические ресурсы и*  
506 *геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская*  
507 *конференция VII Щукинские чтения*, Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18-21  
508 мая 2015 г. Материалы конференции. МАКС Пресс Москва, 199–202.
- 509 • Шварев С.В., Субетто Д.А., Зарецкая Н.Е., Молодьков А.Н. (2021a). Возраст, генезис  
510 и сейсмогенные деформации террас реки Вуокса на Карельском перешейке, Северо-  
511 Запад России // *Геология и геофизика*, Т. 62, № 11, 1592–  
512 1615. [DOI: 10.15372/GiG2020192](#)
- 513 • Шварев С. В. , Субетто Д. А. , Никонов А. А. , Зарецкая Н. Е. (2021б). Деформации  
514 рельефа и отложений Карельского перешейка под воздействием активной  
515 геодинамики в позднем плейстоцене и голоцене. *География: развитие науки и*  
516 *образования. Сборник статей по материалам ежегодной международной научно-*  
517 *практической конференции LXXIV Герценовские чтения*, Т. 1, Изд-во РГПУ им. А.И.  
518 Герцена Санкт-Петербург, 386–390.
- 519 • Blikra, L.H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K. & Longva, O. (2002). *Rock avalanches,*  
520 *gravitational bedrock failures and neotectonic faults onshore northern West Norway:*  
521 *Examples, regional distribution and triggering mechanisms.* Norges geologiske  
522 undersøkelse Report 2002.016, 48 pp.
- 523 • De Geer G. (1940). *Geochronologia Suecica Principes.* *Kungliga Svenska*  
524 *Vetenskapsakademien.* Handlingar, Band 18 (6): 367 p.
- 525 • Korsakova O.P. (2009). Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula  
526 (Russia). *Quaternary International*, 206, 3–15. [DOI: 10.1016/j.quaint.2008.11.004](#)

- 527 • Korsakova O.P., Molodkov A.N., Kolka V.V. (2004). Geological-stratigraphic position of  
 528 upper Pleistocene marine sediments in the southern Kola peninsula:evidence from  
 529 geochronological and geological data. *Doklady Earth Sciences*, 398 (7), 908–912.
- 530 • Korsakova, O., Molodkov A., Yelovicheva Y., Kolka V. (2019). Middle Pleistocene marine  
 531 deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quaternary International*, 509 (10), 3-16.  
 532 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- 533 • Ojala A.E.K., Markovaara-Koivisto M., Middleton M., Ruskeeniemi T., Mattila J., Sutinen  
 534 R. (2018). Dating of seismically-induced paleolandslides in western Finnish Lapland. *Earth*  
 535 *Surface Processes and Landforms*, 43, 2449-2462. doi.org/10.1002/esp.4408.
- 536 • Pisarska-Jamroży, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst,  
 537 K., Rother, H., van Loon A.J.(Tom) (2018). Evidence from seismites for glacio-isostatically  
 538 induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic  
 539 Sea). *Tectonophysics*, 745, 338–348. doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.004.
- 540 • Pisarska-Jamroży, M., van Loon, A. J., Roman, M. and Mleczak, M. (2019). Enigmatic  
 541 gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by  
 542 seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound. *Geomorphology*, 326, 239–  
 543 251. doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010.
- 544 • Stroeve A. P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.  
 545 W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.  
 546 C., Strömberg B., Jansson K. N. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science*  
 547 *Reviews*, Vol. 147, 91-121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>.

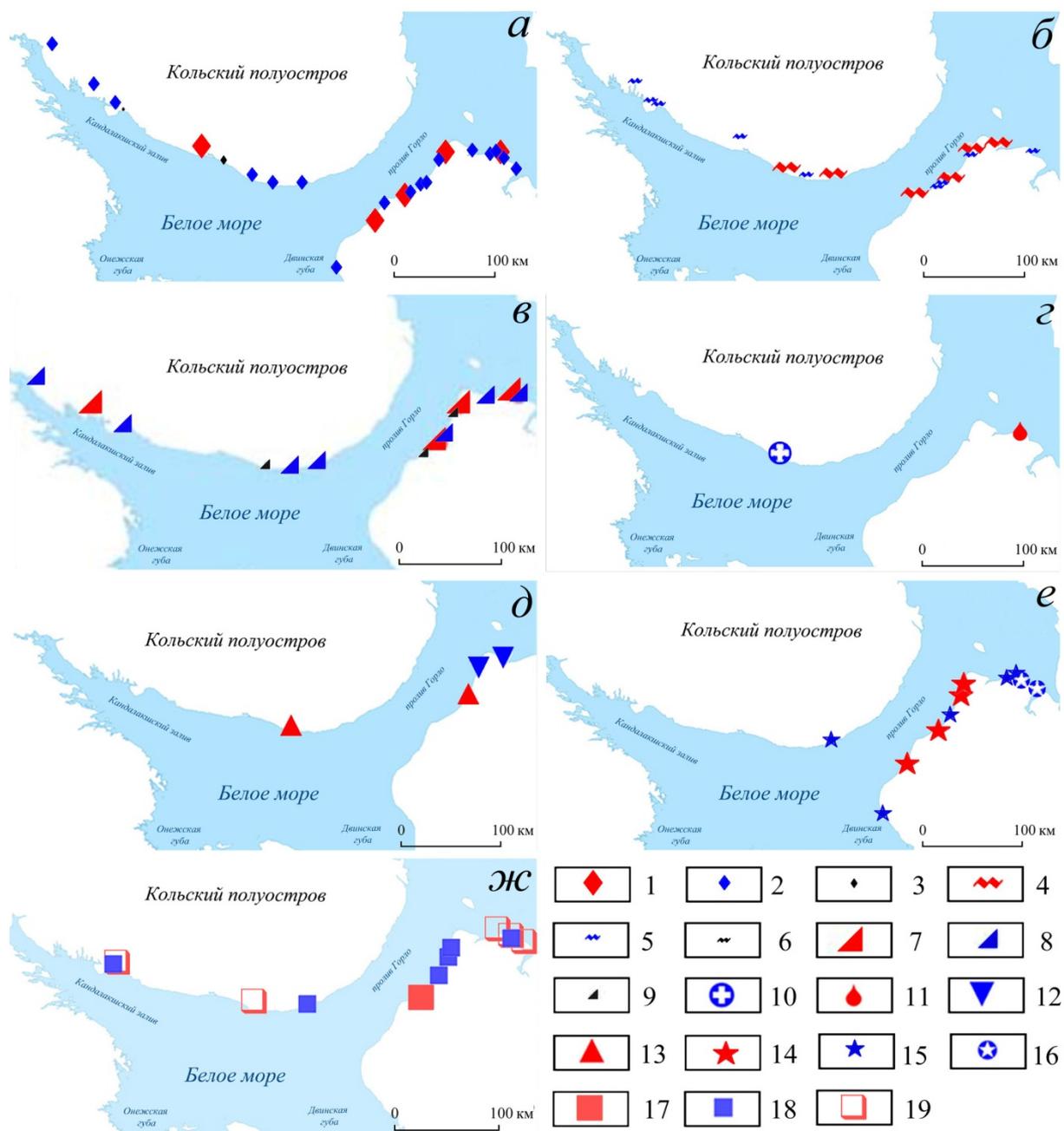
548

549 **Рисунки**



550 ● 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7 — 8 — 9 — 10 — 11 — 12 — 13 — 14

551 Рис.1 Расположение разрезов и основные активизированные нарушения. Условные  
 552 обозначения: 1 – номера разрезов; активизированные тектонические нарушения: 2 –  
 553 разломы, активизированные в новейшее время (по (Балуев и др., 2010)); 3 –  
 554 морфолинеаменты, предполагаемые тектонические нарушения на территории,  
 555 прилегающей к Белому морю, активизированные в поздне- послеледниковье, в том числе  
 556 со значительной палеосейсмической активностью по признакам локализации: 4 – очагов  
 557 современных землетрясений; 5 – очагов палеоземлетрясений; 6 – сейсмогенных форм  
 558 рельефа; 7 – проявлений экзогенных процессов (ЭГП) (по (Шварев, 2022 с  
 559 дополнениями)); вероятные участки новейшей активизации разломов на дне Белого моря  
 560 (по Шварев и др., 2015 с дополнениями): 8 – сбросовые уступы; 9 – локальные  
 561 тектонические опускания (грабены); амплитуда уступов (новейших сбросов): 10 - 2-10  
 562 м; 11 – 15-30 м; 12 – 40-60 м; 13 – 70-100 м; 14 – 160-200 м. Для цифровой модели рельефа  
 563 использованы данные GTOPO30 ([https://www.usgs.gov/media/images/gtopo30-elevation-](https://www.usgs.gov/media/images/gtopo30-elevation-source-data)  
 564 [source-data](https://www.usgs.gov/media/images/gtopo30-elevation-source-data)).



565  
 566 Рис. 2. Основные типы сейсмогенных деформаций, наблюдаемые в разрезах  
 567 межледниковых отложений: а – разрывные нарушения; б – складчатые нарушения; в -  
 568 тектонический наклон (видимые элементы крупных складок); г – разжижение,  
 569 единичные крупные формы гравитационного «проваливания» (load cast); д –  
 570 разжижение, единичные крупные (более 1 м) кластические дайки; е – гомогенизация  
 571 слоистой толщи с фрагментацией глинистых прослоев; ж - горизонты конволюций.  
 572 Условные обозначения: разрывные нарушения с амплитудой: 1 – > 1 м; 2 – от 1 м до 0,1  
 573 м; 3 – < 0,1 м; складчатые нарушения с амплитудой: 4 - > 1 м; 5 – от 1 м до 0,1 м; 6 – <  
 574 0,1 м; тектонический наклон, (град.): 7 – 90-50°; 8 – 50-20°; 9 – 20-5°; формы разжижения:  
 575 единичные формы гравитационного «проваливания»: 10 – кластического материала

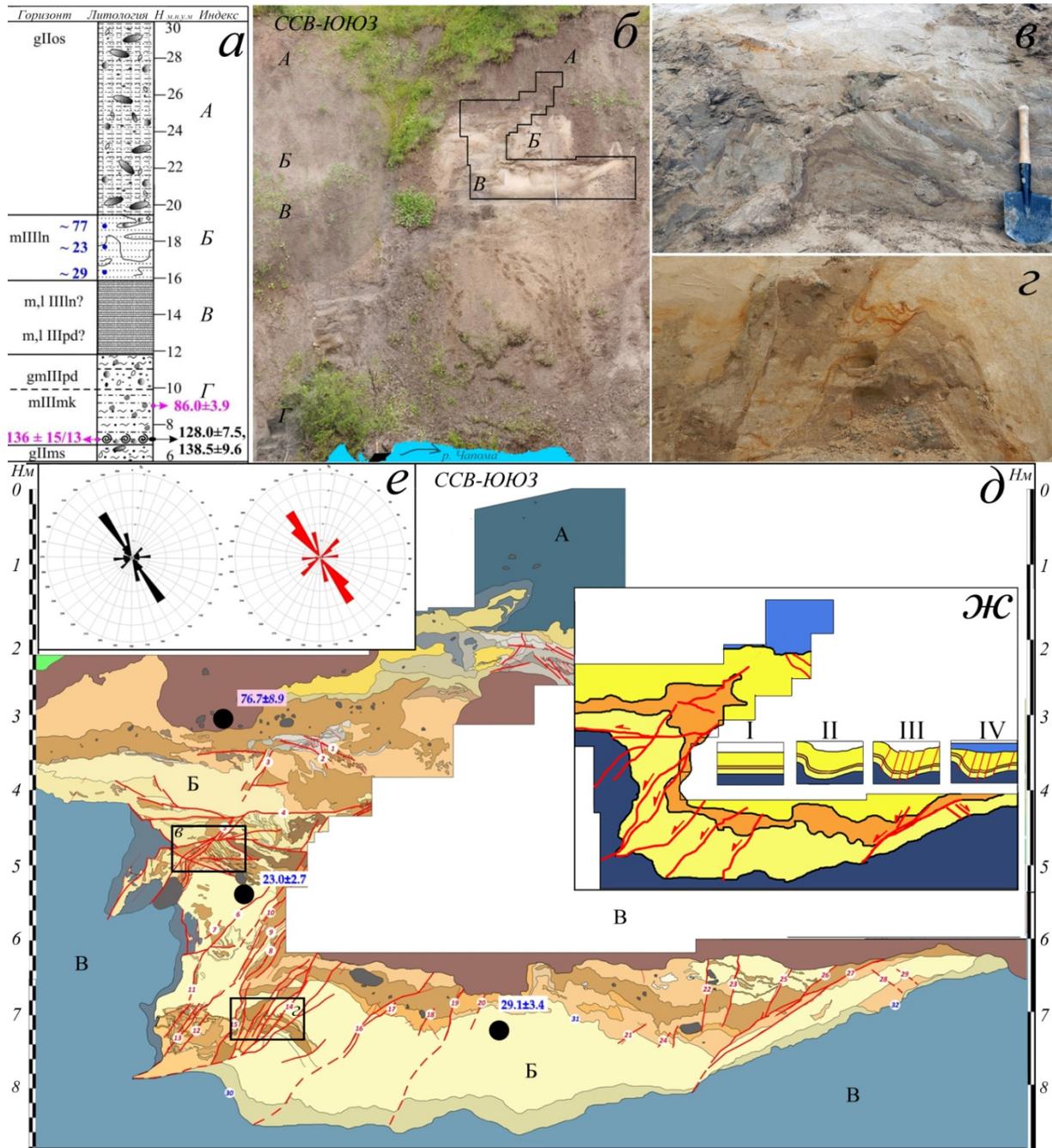
576 (валунов); 11 – пластичного материала (глин); кластические дайки: 12 – нептунические;  
577 13 – инъекционные; фрагментация слоистых толщ: без латеральных смещений в слое  
578 мощностью: 14 –  $> 0.1$  м; 15 -  $< 0,1$  м; с латеральными смещениями: 16 - раскатывание  
579 глинистых прослоев в гальку и гравий; формирование горизонтов конволюций  
580 мощностью: 17 –  $> 0,5$  м; 18 -  $< 0,5$  м; 19 – гомогенизация толщи с нечеткими границами  
581

ПРИНЯТО К ПЕЧАТИ



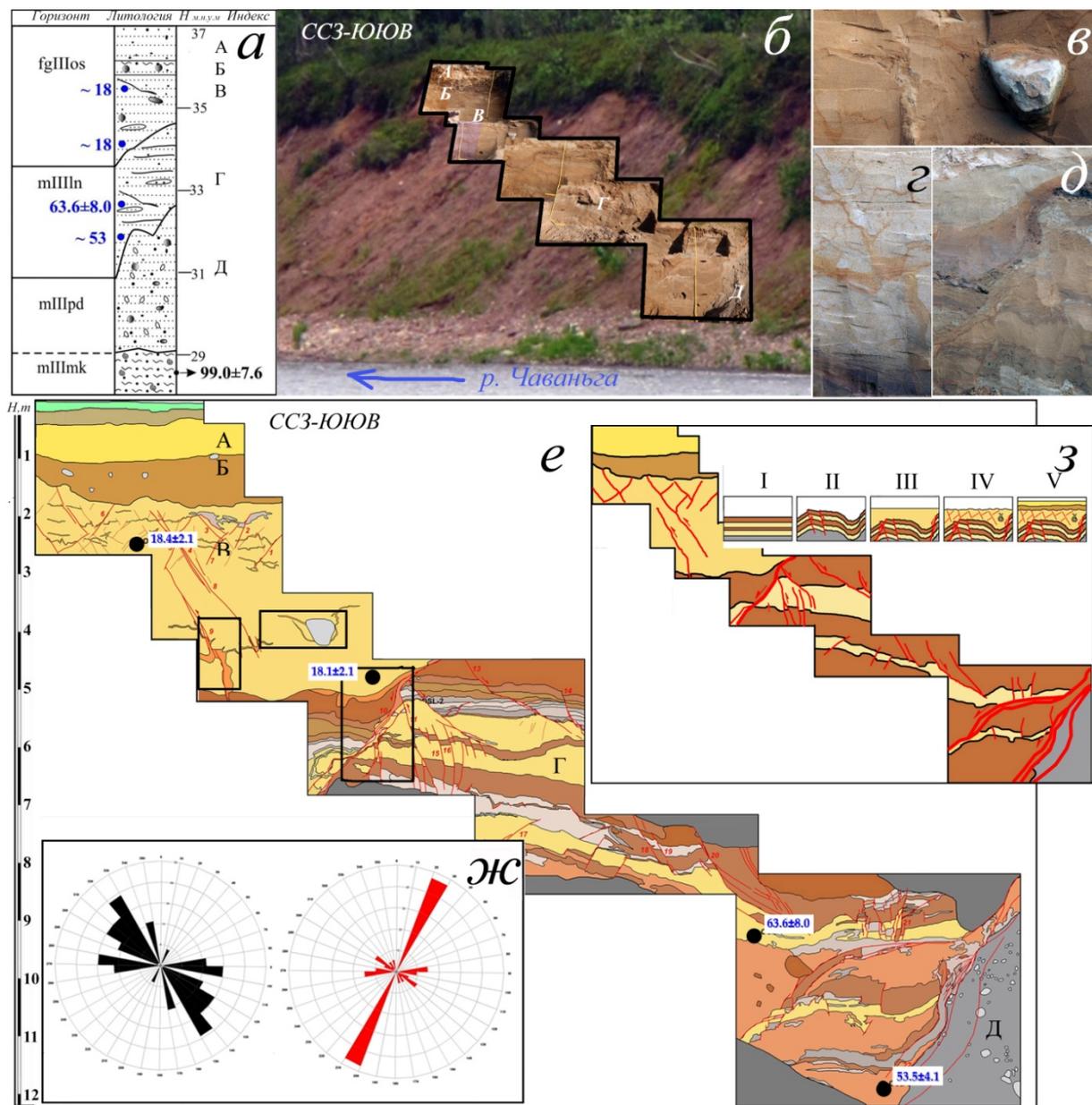
582  
 583 Рис.3 Фрагменты разрезов Зимнего и Абрамовского берегов с типичными  
 584 деформациями: разрывы со смещениями: а – взбросо-надвиگی в подморенной толще с  
 585 деформацией подошвы валдайской морены; б – псевдовзбросы (сбросы с последующим  
 586 наклоном толщи); в – «размазывание» глин по плоскости разрыва; складки: г – фрагмент  
 587 складки; д – комплекс складок в абразионном уступе; формы разжижения: е –  
 588 «мешкообразная синклинали» - каплевидный провал глинистого горизонта в песчаную

589 толщу; ж – инъекционная дайка гравия в песчаной толще; з – часть разреза с серией  
 590 горизонтов разжижения; и-л – увеличенные фрагменты; м – горизонт разжижения  
 591 мощностью 0,5-0,6 м



592  
 593 Рис.4 Разрез «Чапома»: а – стратиграфическая колонка и возраст отложений (по  
 594 (Зарецкая и др.,2019)); б – общий вид разреза, в рамке – контур расчистки с  
 595 деформациями; в, г – фрагменты разреза (расположение см. на фрагменте «д»); д – схема  
 596 расчистки с интерпретацией (цвета близки к естественным), красные линии – разрывы,  
 597 стрелки – направление смещения, черные точки – места отбора проб инструментального  
 598 датирования; е – ориентировка разрывов с оценкой распределения по количеству

599 (красные диаграммы) и по амплитуде (черные диаграммы); ж – принципиальная схема  
 600 разреза и этапы формирования и деформации толщи (пояснения в тексте)



601  
 602 Рис.5. Разрез «Чаваньга»: а – стратиграфическая колонка и возраст отложений (по  
 603 (Зарецкая и др.,2019)); б – общий вид разреза, в рамке – контур расчистки с  
 604 деформациями; в, г, д – фрагменты разреза (расположение см. на фрагменте «е»); е –  
 605 схема расчистки с интерпретацией (цвета близки к естественным), красные линии –  
 606 разрывы, стрелки – направление смещения, черные точки – места отбора проб  
 607 инструментального датирования; ж – ориентировка разрывов с оценкой распределения  
 608 по количеству (красные диаграммы) и по амплитуде (черные диаграммы); з –  
 609 принципиальная схема разреза и этапы формирования и деформации толщи (пояснения  
 610 в тексте)



14	Ручьи 3 (Полосатик)	-	0.6	+	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6	0.45	+	+	-
15	Ручьи 4 (Устье)	-	(0.05)	+	-	-	-	(0.5)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	+	-	-	-	-	0.2	-	2.0
16	Инцы	-	(0.2)	+	-	-	≈2	(0.5)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	Мегра 1 (устье)	-	0.1	+	-	-	-	-	-	30	+	-	-	-	-	-	≈4	-	(0.15)	+	-	-	-	-	0.25	-	-	-
18	Мегра 2 (Юг)	-	0.2	+	-	-	-10	-	-	90	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	Майда 1 (Устье)	-	0.02	+	-	-	-	(0.2)	+	-	-	15	-	-	-	-	-	-	(0.5)	+	-	-	-	-	0.21	-	-	-
20	Майда 2 (Север)	(>4)	0.01	+	-	-	(1.5)	+	+	90	+	+	-	-	-	1,1	+	-	(0.1)	+	-	-	-	-	0.25	-	-	-
21	Майда 3 (Пятерка)	-	0.5	+	-	-	≈3	+	+	90	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	-	-
22	Койда 1 (Маяк)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	(>2)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	Койда 2 (Вострило)	-	0.04	+	-	+	≈2	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	Абрамовский 1 (Восток)	-	0.15	+	+	-	-	0.1	+	-	35	+	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.005	-	0.3	-	-	+
25	Абрамовский 2 (Запад)	-	0.2	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-
26	Абрамовский 3	-	0.12	+	-	+	-	-	-	55	+	+	-	-	0.18	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
28	Абрамовский 4 (Центр)	(>1)	-	-	-	-	-	-	-	65	+	+	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-
29	Харинский	-	0.07	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	(0.05)	+	-	-	-	-	+

Цветные обозначения: не закрашенная ячейка – отсутствие деформаций; серый – наличие деформаций; зеленый – деформации слабой интенсивности; желтый – средней интенсивности; красный – высокой интенсивности.

## Paleoseismodeformations in interglacial sediments of the White Sea coasts

Shvarev Sergey<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 119017, Staromonetnyi lane. 29, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 123242, B. Gruzinskaya str., 10, build. 1, Moscow, Russia

Shvarev S.V.: [shvarev@igras.ru](mailto:shvarev@igras.ru); [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)

Corresponding author:

Shvarev Sergey,

Phone +7 916 228 09 24

Email: [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)

Address: Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 119017, Staromonetnyi lane. 29, Moscow, Russia

### Annotation

The article presents data on paleoseismogenic deformations in the sediments of the Kola and Arkhangelsk coasts of the White Sea – the **Terskiy**, **Kandalakshskiy**, **Zimniy** and **Abramovskiy** coasts. Deformations have been studied in 29 sections of interglacial Late Pleistocene basin sediments and include ruptures of various types, folds, postsedimentation tilt and numerous forms of liquefaction – clastic dikes, structures of gravitational immersion (load cast) and upward penetration (water escape), homogenization and fragmentation of layered strata, deformation horizons with intense mixing (convolutions). In most cases, seismogenic textures of various types manifest themselves together, forming paragenetic complexes. Traces of several deformation episodes corresponding to seismic events were found in several sections. In some cases, their number reaches the first tens (up to a maximum of 16 seismite horizons in the section with an apparent thickness of 30-35 m), which, in comparison with the interval of accumulation of the thickness, determines the frequency of paleozoic earthquakes for certain areas of the eastern White Sea in the Late Pleistocene 500-1000 years. The paragenetic complexes and time relations of deformations studied in several sections of the **Terskiy** coast indicate a consistent change in compression-stretching conditions characteristic of the passage

of a seismic wave, and the spatial and kinematic parameters of deformations - orientation, displacement direction – indicate a genetic relationship between deformations and tectonic structure.

**Keywords:** paleoseismodeformations, paleo earthquakes, ruptures, folds, liquefaction, Terskiy coast, Zimniy coast, Kola Peninsula, Late Pleistocene, Holocene

## References

- Baluev A.S. (Ed.) (2010) *Tectonic map of the White Sea and adjacent areas. Scale 1:1500000*. Moscow: GIN RAN Publ., (in Russian)
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N., Przhialgovskii E.S. (2012). *Tectonics of the White Sea and adjacent areas (Explanatory Note for the Tectonic map of the White Sea and adjacent areas. Scale 1:1500000)*. Ed. M.G. Leonov. Moscow: GEOS Publ., 104 s. (in Russian)
- Blikra, L.H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K. & Longva, O. (2002): *Rock avalanches, gravitational bedrock failures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms*. Norges geologiske undersøkelse Report 2002.016, 48 pp.
- De Geer G. (1940) - *Geochronologia Suecica Principes*. Kungliga Svenska Vetenskapsakademien. Handlingar, Band 18 (6): 367 p.
- Inostrantsev A.A. (1877). *Geological sketch of the Povenets district of the Olonets region and its ore deposits. Geological data of Russia*. VII. Saint-Petersburg. 728 s. (in Russian)
- Grave M.K., Gunova V.S., Deviatova E.I., Lavrova M.A., Lebedeva R.M., Samsonova L.J., Cheremisinova E.A. (1969). *Mikulin interglacial in the south-east of the Kola Peninsula*. In: *Problems of geomorphology and stratigraphy of the anthropogen of the Kola Peninsula*. - Leningrad: Nauka Publ., 25-56. (in Russian)
- Gudina V.I., Evzerov V.Ia. (1973). *Stratigraphy and foraminifers of the Upper Pleistocene of the Kola Peninsula*. Novosibirsk: Nauka Publ., 146 s. (in Russian)
- Kolodiaznyi S.Iu., Baluev A.S., Zykov D.S. (2019). *Structure and evolution of the north-eastern part of the White Sea – Northern Dvina shear zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic*. *Geotektonika*, 1, 62-86 (in Russian) <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Kolodiaznyi S.Iu., Terekhov E.N., Baluev A.S., Poleshchuk A.V., Zykov D.S. (2020). *Tectonics and evolution stages of the Baltic – Mezen' shear zone in the Phanerozoic, North-*

East of Russia // *Geotektonika*, №1, s.3-22(in Russian). DOI: [10.31857/S0016853X20010051](https://doi.org/10.31857/S0016853X20010051)

- Korsakova O.P. (2009). Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quaternary International*. 206, 3–15. DOI: [10.1016/j.quaint.2008.11.004](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.004)
- Korsakova O.P., Molodkov A.N., Kolka V.V. (2004). Geological-stratigraphic position of upper Pleistocene marine sediments in the southern Kola peninsula (evidence from geochronological and geological data). *Doklady Earth Sciences*, 398 (7), 908–912.
- Korsakova, O., Molodkov A., Yelovicheva Y., Kolka V. (2019). Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quaternary International*, 509 (10), 3-16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Denisov D.B., Tolstobrov D.S. (2016a). Traces of catastrophic processes in the bottom lacustrine sediments of the western coast of the lake Babinskaya Imandra. *Izvestija RGO*, 148(4), 38-52 (in Russian)
- Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V., Rodkin M.V. (2016b). Comprehensive paleoseismic geological studies in a key site in southwestern Kola Peninsula (Northeast of the Fennoscandian shield). *Doklady Earth Sciences*, 469(1), 656-660. DOI: [10.1134/S1028334X16070138](https://doi.org/10.1134/S1028334X16070138)
- Ojala A.E.K., Markovaara-Koivisto M., Middleton M., Ruskeeniemi T., Mattila J., Sutinen R. (2018). Dating of seismically-induced paleolandslides in western Finnish Lapland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, 2449-2462 [doi.org/10.1002/esp.4408](https://doi.org/10.1002/esp.4408).
- Pisarska-Jamroży, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H., van Loon A.J.(Tom) (2018). Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea). *Tectonophysics*, 745, 338–348, [doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.004](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.004).
- Pisarska-Jamroży, M., van Loon, A. J., Roman, M. and Mleczak, M. (2019). Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound. *Geomorphology*, 326, 239–251, [doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010).
- Popov A.I. Dislocations and cryolithogenesis in the Pleistocene deposits of the Northern USSR. In: *Paleogeography and mineral resources of the Northern Eurasia*. Leningrad, GO SSSR Publ., 1986, 146-152. (in Russian)
- Rybalko A.E., Tokarev M.Iu., Fedorova N.K., Nikitin M.A. (2011). The new data on geology and geomorphology of the Kandalaksha Bay from the high frequency

seismoacoustic profiles and geologic probes. *The geology of seas and oceans. Proceedings of the XIX International conference (School) on the sea geology*. V, Moscow: IO RAN Publ., 174-177 (in Russian)

- Rybalko A. E., Fedorova N. K., Nikitin M. A., Tokarev M. Iu. (2013). Geodynamic processes in the Kandalaksha Bay of the White Sea and their role for the formation of the recent sediment cover. *The geology of seas and oceans. Proceedings of the XX International conference (School) on the sea geology*. III, , Moscow: IO RAN Publ., 237–241 (in Russian)
- Starovoitov A.V., Tokarev M.Iu., Terekhina Ia.E., Kozupitsa N.A. (2018). The structure of sediment cover of the Kandalaksha Bay of the White Sea by the seismoacoustic data. *Vestnik MGU. Serija 4 Geologija*. 2, 81-92 (in Russian). <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2018-2-81-92>
- Shvarev S.V. (2021). Morphotectonics, Deformations of Loose Sediments, and Stages of Tectonic Activation of the Sambian (Kaliningrad) Peninsula in the Late Pleistocene and Holocene. *Geomorfologiya*, 52(4), 97–124. (in Russian).  
**DOI:** 10.31857/s0435428121040106
- Shvarev S. V., Nikonov A. A., Frol' V. V. (2015) Morphostructure, tectonic and seismic activity in the White Sea Basin: the analysis on DEM, geologic and seismic data. *Geomorphologic resources and geomorphologic safety: from the theory to practice*, Moscow, Lomonosov State University, 18-21 May 2015. Proceedings. MAKS Press Publ., 199–202. (in Russian)
- Shvarev S.V., Subetto D.A., Zaretskaia N.E., Molodkov A.N. (2021a). Age, genesis and seimogenic deformations of the Vuoksa river terraces on the Karelian Isthmus (Northwestern Russia). *Russian Geology and Geophysics*, 62(11), 1308–1329.  
**DOI:** 10.2113/RGG20204229
- Shvarev S. V., Subetto D. A., Nikonov A. A., Zaretskaia N. E. (2021b). Deformations in reliae and sediments of the Karelian Isthmus from the active geodynamics in the Late Pleistocene and Holocene. *Geography: development of science and education. Proceedings of Annual Conference LXXIV Herzen Readings*. Vol. 1, Sankt-Peterburg, RGPU Publ., 386–390 (in Russian).
- Stroeven A. P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.

C., Strömberg B., Jansson K. N. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 147, 91-121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>.

- Trifonov V.G., Sokolov S.Iu. (2017). Comparizon of tectonic phases and magnetic field inversions in the Late Mesozoic and Cenozoic. *Vestnik Rossiiskoi akademii nauk*, 87(2), 1091-1097 (in Russian)
- Zaretskaia N.E., Korsakova O.P., Molod'kov A.N., Grigor'ev V.A. (2019). Late Neopleistocene sections of the Tersky coast of the White Sea: structure and new geochonometric data // *Relief and Quaternary formations of Arctic, Subarctic and Russian north-east*. 6, 40–46. (in Russian)
- Zaretskaia N.E., Baranov D. V., Ruchkin M. V., Lugovoy N. N. (2022). The White Sea coast within the Russian Plate in The Late Neopleistocene // *Izvestiia RAN. Seriiia geograficheskaiia*, 86(6), 898–913 (in Russian) DOI: 10.31857/S2587556622060164

## Figures

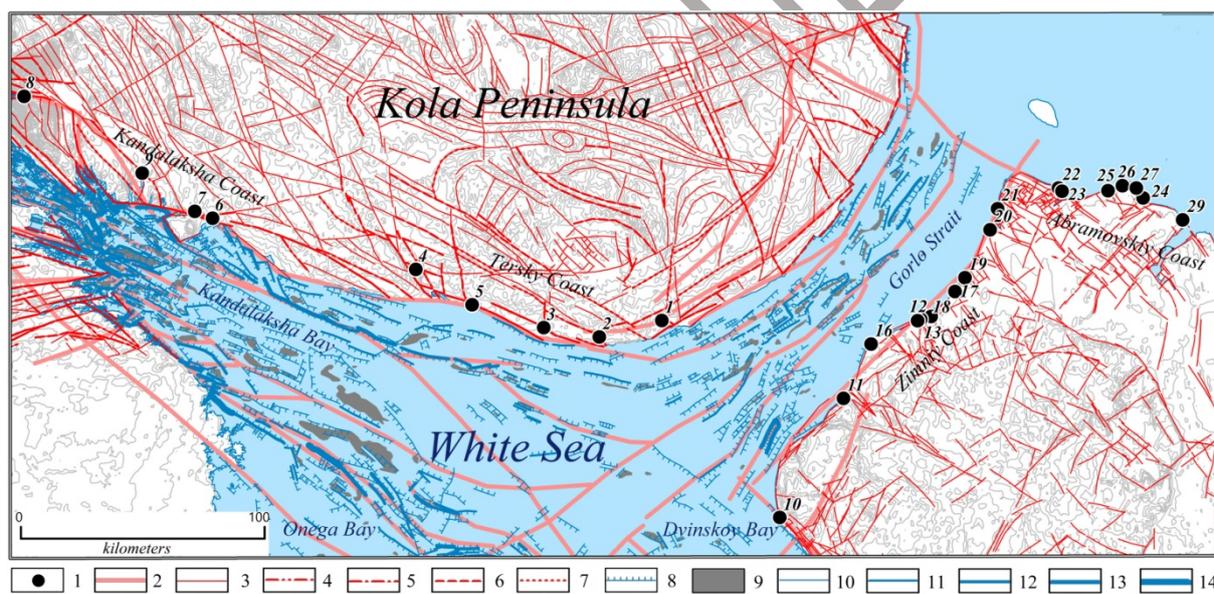


Fig. 1. The location of the sections and the main activated faults. Symbols: 1 – section numbers; activated tectonic disturbances: 2 – faults activated in recent times (according to (Baluyev et al., 2010)); 3 – morpholineaments, suspected tectonic disturbances in the territory adjacent to the White Sea, activated in the Late Postglacial, including faults with significant paleoseismic activity according to localization signs: 4 – foci of modern earthquakes; 5 – foci of paleoearthquakes; 6 – seismogenic landforms; 7 – manifestations of exogenous processes (EGP) (Shvarev, 2022); probable sites of the recent activation of faults on the bottom of the White Sea (by Shvarev et al., 2015, with additions): 8 – normal faults; 9 – local tectonic subsidence (grabens); amplitude of ledges (recent discharges): 10 - 2-10 m; 11 – 15-30 m; 12 –

40-60 m; 13 – 70-100 m; 14 – 160-200 m. GTOPO30 data was used for the digital terrain model (<https://www.usgs.gov/media/images/gtopo30-elevation-source-data>).

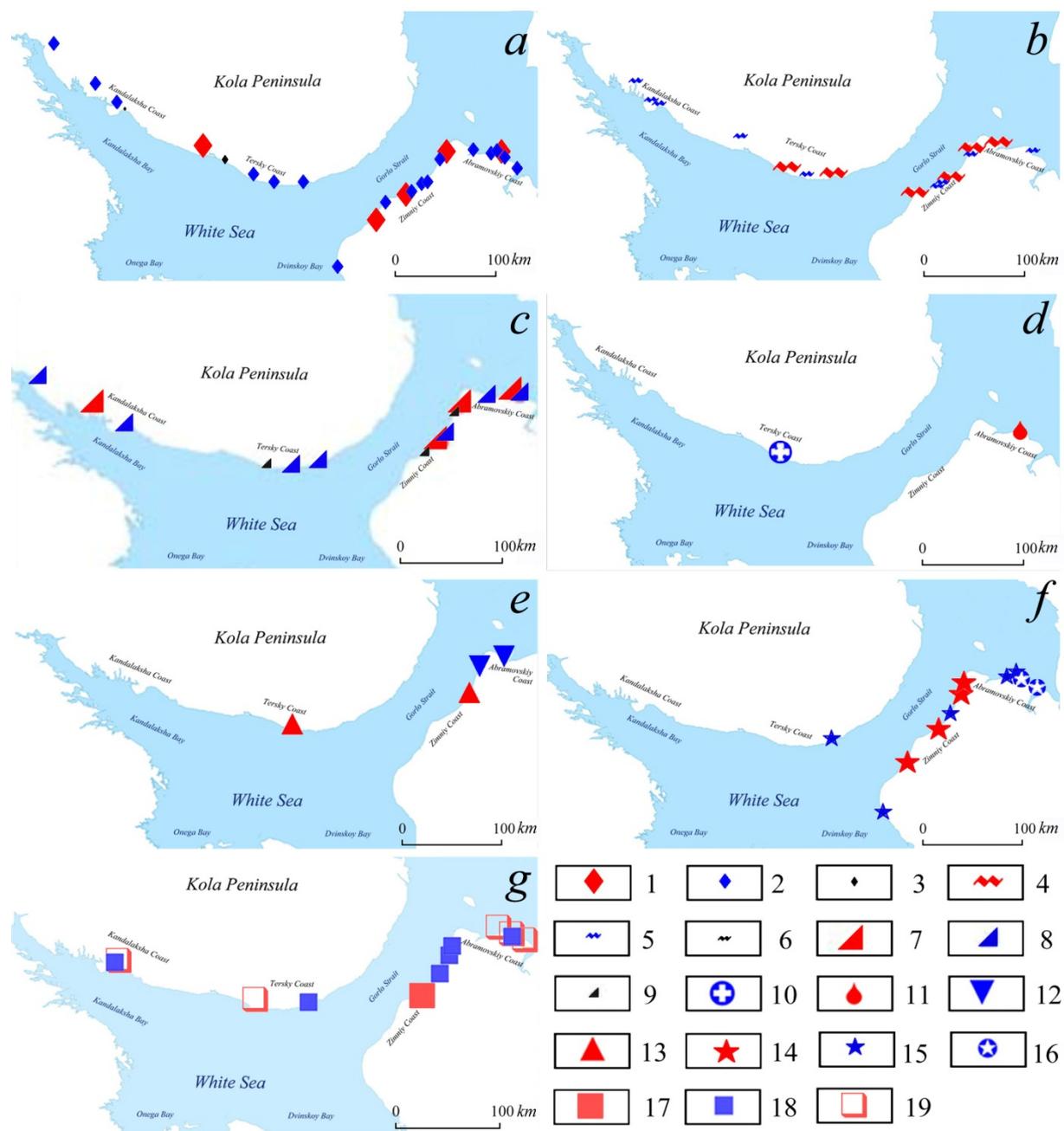


Fig.2 The main types of seismogenic deformations in sections of interglacial deposits: a – faults; b – folds; c - tectonic tilt (visible elements of large folds); d – liquefaction, single large forms of gravitational "sinking" (load cast); e – liquefaction, single large (more than 1 m) clastic dikes; f – homogenization of layered strata with fragmentation of clay interlayers; g - convolution horizons. Symbols: faults with amplitude: 1 – > 1 m; 2 – from 1 m to 0.1 m; 3 – < 0.1 m; c – folds with amplitude: 4 - > 1 m; 5 – from 1 m to 0.1 m; 6 – < 0.1 m; tectonic tilt, (deg.): 7 – 90-50°; 8 – 50-20°; 9 – 20-5°; forms of liquefaction: single forms of gravitational "sinking": 10 – of clastic material (boulders); 11 – of plastic material (clays); clastic dikes: 12 – neptunic dikes;

13 – injection dikes; fragmentation of layered strata: without lateral displacements in the layer thickness: 14 –  $> 0.1$  m; 15 –  $< 0.1$  m; with lateral displacements: 16 – rolling of clay interlayers into pebbles and gravel; formation of convolution horizons with a layer thickness of: 17 –  $> 0.5$  m; 18 –  $< 0.5$  m; 19 – homogenization of the strata with indistinct boundaries



Fig.3 Fragments of sections of the Zimniy and Abramovsky coasts with typical deformations: ruptures with displacements: a reverse and thrust faults with deformation of the basis of the

Weichseilian moraine; b - pseudo-thrust-faults (normal faults with subsequent tilting of the strata; c - "smearing" of clays along the plane of rupture; folds: d - fragment of a fold; d - a complex of folds in an coastal cliff; forms of liquefaction: e - "bag-shaped syncline" - a drop-shaped dip of a clay horizon into a sandy strata; g - an injection gravel dike in a sandy strata; 3 - part of a section with a series of liquefaction horizons; i-l - enlarged fragments; m - liquefaction horizon with a thickness of 0.5-0.6 m

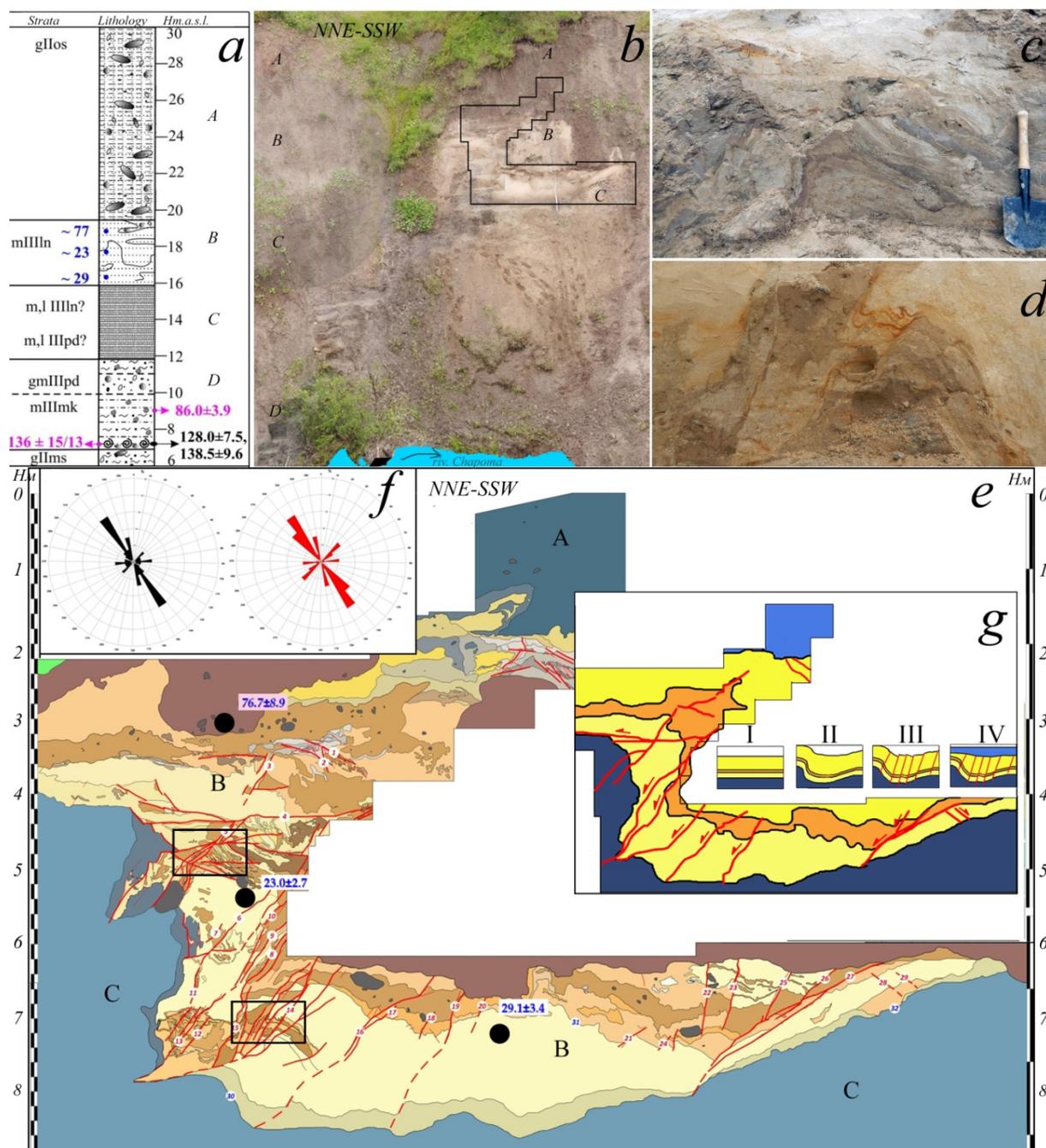


Fig.4 Section "Chapoma": a - stratigraphic column and age of deposits (according to (Zaretskaya et al., 2019)); b - general view of the section; c,d - fragments of section with folds and ruptures; e - section with interpretation (colors are close to natural), red lines - breaks,

arrows – displacement direction, black dots – sampling sites for instrumental dating; f – orientation of ruptures with an estimate of the distribution by quantity (red diagrams) and amplitude (black diagrams); g – schematic diagrams of sections and stages of formation of strata and deformations (explanations in the text)

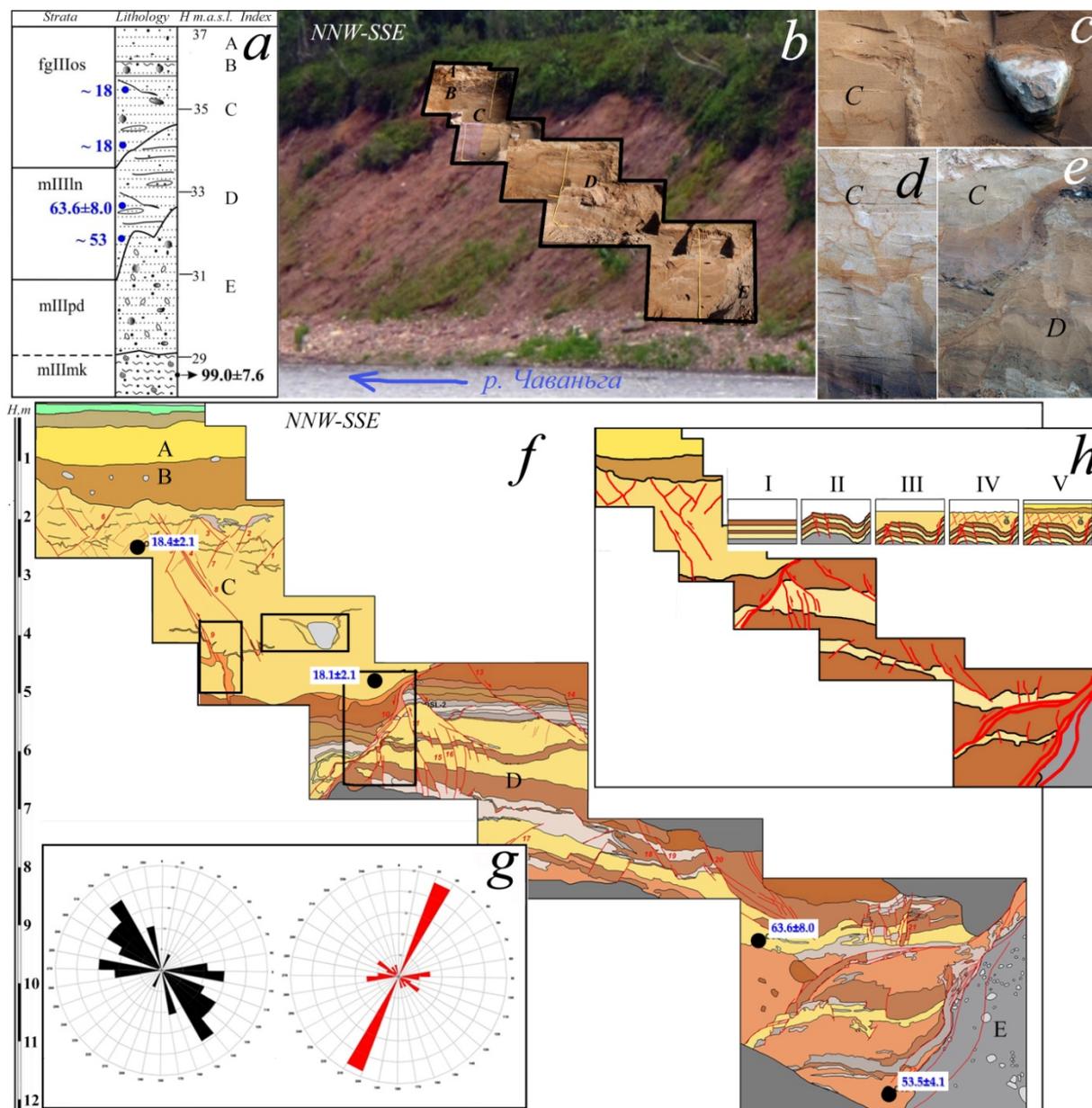


Fig.5 Section "Chavanga": a – stratigraphic column and age of deposits (according to (Zaretskaya et al., 2019)); b – general view of the section; c,d,e – fragments of section with liquefaction and ruptures; f – section with interpretation (colors are close to natural), red lines – breaks, arrows – displacement direction, black dots – sampling sites for instrumental dating; g – orientation of ruptures with an estimate of the distribution by quantity (red diagrams) and amplitude (black diagrams); h – schematic diagrams of sections and stages of formation of strata and deformations (explanations in the text)

ПРИНЯТО К ПЕЧАТИ