

ВОЗРАСТ, ГЕНЕЗИС И СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ТЕРРАС РЕКИ ВУОКСА НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ, СЗ РОССИИ

Шварев С. В., Субетто Д. А., Зарецкая Н. Е., Молодьков А. Н.

Аннотация

В бассейне р. Вуокса (северная часть Карельского перешейка, СЗ России) изучены террасы 4-х гипсометрических уровней. Получены новые данные о 9 разрезах позднечетвертичных-голоценовых отложений. Их возраст, впервые для поверхностных отложений в изучаемом регионе, определен в диапазоне от 90 до 2 тысяч лет назад. Отложения в теле террас нарушены деформациями (разрывными, складчатыми, разжижения), порожденными 6 сильными землетрясениями в тот период. Соотношение террасовых уровней, возраста, стратиграфии и текстурных особенностей рыхлых отложений свидетельствует об их формировании под воздействием дифференцированных тектонических движений, обусловленных активизацией древней «вуоксинской» разломной зоны в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Ключевые слова:

террасы, деформации отложений, активная тектоника, поздний неоплейстоцен, голоцен, палеоземлетрясения, Карельский перешеек, река Вуокса, Северо-запад России

ВОЗРАСТ, ГЕНЕЗИС И СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ТЕРРАС РЕКИ ВУОКСА НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ, СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

С.В. Шварев ^{(1,2)*}, **Д.А. Субетто** ^(3, 4, 5), **Н.Е. Зарецкая** ^(1,6,2), **А.Н. Молодков** ⁽⁷⁾

⁽¹⁾ *Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия;*

⁽²⁾ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия;*

⁽³⁾ *Российский государственный педагогический университет им. А.И.Герцена, Санкт-Петербург, Россия;*

⁽⁴⁾ *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия;*

⁽⁵⁾ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия*

⁽⁶⁾ *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*

⁽⁷⁾ *Таллинский технологический университет, Таллин, Эстония*

**shvarev@igras.ru*

AGE, GENESIS AND SEISMOGENIC DEFORMATIONS OF THE RIVER VUOKSI TERRACES IN THE KARELIAN ISTHMUS, NORTH-WESTERN RUSSIA

S. V. Shvarev ^{(1,2)*}, **D. A. Subetto** ^(3,4,5), **N. E. Zaretskaya** ^(1,6,2), **A. N. Molodkov** ⁽⁷⁾

⁽¹⁾ *Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

⁽²⁾ *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

⁽³⁾ *Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia;*

⁽⁴⁾ *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia;*

⁽⁵⁾ *Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences; Barnaul, Russia;*

⁽⁶⁾ *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

⁽⁷⁾ *Tallinn University of Technology, Tallinn, Estonia*

РЕЗЮМЕ

В бассейне р. Вуокса (северная часть Карельского перешейка, СЗ России) изучены террасы 4-х гипсометрических уровней. Получены новые данные о 9 разрезах позднечетвертичных-голоценовых отложений. Их возраст, впервые для поверхностных отложений в изучаемом регионе, определен в диапазоне от 90 до 2 тысяч лет назад. Отложения в теле террас нарушены деформациями (разрывными, складчатыми, разжижения), порожденными 6 сильными землетрясениями в тот период. Соотношение террасовых уровней, возраста, стратиграфии и текстурных особенностей рыхлых отложений свидетельствует об их формировании под воздействием дифференцированных тектонических движений, обусловленных активизацией древней «вуоксинской» разломной зоны в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Ключевые слова: террасы, деформации отложений, активная тектоника, поздний неоплейстоцен, голоцен, палеоземлетрясения, Карельский перешеек, река Вуокса, Северо-запад России

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Основные черты геолого-геоморфологического облика исследуемой территории, расположенной на юго-восточном фланге Фенноскандинавского (Балтийского)

кристаллического щита (рис.1), представляют собой типичное для периферической части щита сочетание структурно-денудационных гряд фундамента, выступающих над разделяющими их террасовидными поверхностями сложенными рыхлыми осадками и являющимися одним из основных источников информации для реконструкции последних этапов геологического развития. Считается, что воздействие последнего оледенения привело к исчезновению с поверхности более древних, нежели поздневалдайские, отложений, которые были денудированы в активную фазу оледенения, а в отдельных случаях перекрыты позднеледниковыми и голоценовыми осадками [Малаховский, Марков, 1969]. В целом принципиальный разрез неоплейстоценовых отложений отражает представление о формировании рыхлых осадков на поверхности кристаллического фундамента, начиная с ледниковых, флювио- и лимногляциальных фаций московского оледенения (МИС6), перекрытых последовательно морскими осадками микулинского межледниковья (МИС5), подпорожской (МИС4) мореной и озерно-ледниковыми и озерными отложениями ленинградского (МИС3) межстадиала, осташковской (МИС2) мореной и водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями БЛО на стадии деградации последнего оледенения и голоценовыми морскими, озерными, болотными и речными фациями [Максимов и др., 2015].

На основе этой палеогеографической модели обычно рассматривается и развитие террас на территории Карельского перешейка, которое связывается с позднеледниковым и голоценовым рельефообразованием и, в первую очередь, с палеобассейнами, которые функционировали в условиях взаимодействия трёх, учитываемых в модели, факторов: а) поздне- и послеледниковых изменений уровня Мирового океана, б) колебаний уровней местных бассейнов, в) неравномерного изостатического постледникового поднятия, задающего генеральный уклон территории с СЗ на ЮВ (рис.2).

Согласно этой модели начало формирования террас на Карельском перешейке и их наиболее широкое пространственное развитие связывается с деятельностью **Балтийского ледникового озера (БЛО)**. Начиная с 16,3-14,7 тысяч лет назад (т.л.н.) [Никонов и Шлюков, 2002] или 15,9-14,5 т.л.н. [Gromig et al., 2019] вслед за отступающим краем ледника территория покрывалась тальми водами, сформировавшими к 13,9 т.л.н. [Gromig et al., 2019] приледниковое озеро, просуществовавшее около 2 тыс. лет. К этому этапу относится формирование террас, соответствующих двум осцилляционным стадиям ледника – Сальпаусселькя 1 и 2, в промежутке между которыми уровень БЛО суммарно снизился от своих максимальных значений на 10 м [Eronen, 1990; Donner, 1995; Jantunen, 2004]. Для района исследований реконструируемые уровни соответствуют $\approx +70$ м и $\approx +60$ м над уровнем моря (н.у.м.). [Vassiljev and Saarse, 2013]. На дне БЛО в это время формировалась песчано-глинистая толща с характерной ленточной слоистостью. БЛО завершило свое развитие около 11,6 т.л.н., с резким падением уровня на 25-28 м [Björk, 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001; Andrén et al., 2007; Stroeven et al., 2015]. Такой оценке соответствуют выработанные террасовые уступы на уровнях +20 - +40 м н.у.м. в пределах водно-ледниковой равнины [Яновский и др., 1983]. Последующее формирование террас, после спуска БЛО и распада единого пра-озера на отдельные водоемы, локализовалось в зонах стока/сочленения крупных бассейнов (Ладожское озеро и Балтийское море), окружающих Карельский перешеек. На стадии **Иольдиевого моря** (11,6-10,7 т.л.н.) [Andrén et al., 2007; 2011] основной артерией Карельского перешейка была водная система, осуществлявшая сток из Ладожского озера в сторону Балтийского моря по системе ложбин от современного г.Приозерска к Выборгскому заливу [Saarnisto, Grönlund, 1996; Кузнецов, Субетто, 2019]. Расчетный уровень озера составлял 20-26 м [Амантов и Амантова, 2017], максимально до 29 м [Doluhanov et al., 2009], а в средней

части западного побережья в период максимальной регрессии опускался до 13 м (по данным изучения погребенных торфяникам в устье р. Бурная с возрастом 10,7 кал. т.л.н. [Никонов и Шлюков, 2002]). С учетом разницы уровней Балтийского моря и Ладожского озера в среднем около 4 м, вероятный высотный интервал формирования в то время террас в средней части Карельского перешейка варьирует от +10 м до +29 м н.у.м. Во время **анциловой трансгрессии** (10,7-9,8 т.л.н.) [Berglund et al., 2005; Andrén et al., 2011] подъем уровня Балтийского моря привел к подпору стока из Ладожского озера, затоплению территории, прилегающей к морю до современных отметок 15-25 м [Eronen, 1974; Vjork, 1995] и, в максимальную стадию (10,3-10,5 т.л.н.), к открытию Хейниокского «пролива» между Ладожским озером и Балтийским морем [Квасов и др., 1989; Субетто, 2007; 2009; Субетто и др., 2009]. Расчетный уровень озера в это время соответствовал современным отметкам от +16 м в средней части западного побережья (в районе устья р. Бурная) до +29-30 м на крайнем северо-западе [Амантов и Амантова, 2017]. Таким образом, формирование террасовых уровней для этого этапа развития отвечает интервалу высот от +16 до +30 м н.у.м. В период последующей регрессии Балтийского моря (9,8-8,9 т.л.н.) расчетный уровень Ладожского озера составлял от +10 м на юге бассейна до +18 м на севере [Амантов и Амантова, 2017] с максимальными значениями до + 20-21 м [Doluhanov et al., 2009; Miettinen, 2004]. Эти данные позволяют предположить, что террасы в зоне стока из озера в море в северной части Карельского перешейка формировались в высотном интервале от +21 м до +9-10 м н.у.м. Во время **литориновой трансгрессии** в период 8,9-5,0 т.л.н. и с максимумом 7,5–6,8 т.л.н. [Rosentau et al., 2013] уровень Балтийского моря достигал отметки + 10 м в самой восточной части Финского залива и около +13-20 м в районе Выборгского залива [Miettinen et al., 2004]. Уровень Ладожского озера в это время достигал высотных отметок +25-26 м [Doluhanov et al., 2009], что определяет эрозионно-аккумулятивный интервал высот +13 - +26 м н.у.м. Около 5,7 т.л.н. в процесс перераспределения водных масс включился новый фактор – сток из озера Сайма через реку Вуокса в бассейн ЛО [Sederholm, 1897; Saarnisto, 1970]. В бассейне Ладожского озера началась **ладожская трансгрессия** с повышением уровня в максимальную стадию ≈ 3 т.л.н. на 15-17 м [Dolukhanov et al., 2010; Никонов, 2017], а по максимальным оценкам до +26 м [Doluhanov et al., 2009]. В завершающей стадии трансгрессии на территории, прилегающей к балтийскому побережью, эрозионно-аккумулятивная деятельность сопрягалась с падением уровня моря до современных отметок около + 5 м. Таким образом, в этот период формирование террас могло происходить в интервале высот +5-26 м н.у.м.

Суммируя приведенные расчеты, на формирование уровней с абсолютными высотами более 20 м могли оказывать воздействие анциловый и более ранние бассейны Балтийского моря; от 10 до 20 м ($H_{отн.}=2-12$ м) – литориновая трансгрессия Балтийского моря или Ладожская трансгрессии; от 10 до +15 м ($H_{отн.}=2-7$ м) – регрессия после пика ладожской трансгрессии. Таким образом, все террасовые уровни могут иметь следы нескольких циклов аккумуляции и последующего размыва. Исходя из приведенных данных можно констатировать, что бассейновое и сопряженное с ней долинное рельефообразование в позднеледниковье и голоцене в условиях неоднократных колебаний уровней и неравномерного подъема территории с региональным СЗ-ЮВ перекосом определяется множественностью вариантов идентификации (высота/возраст) террасовых уровней в позднеледниковье и голоцене [Герасимов и Субетто, 2009].

Существующая модель имеет и другие существенные «неопределенности», отражающиеся в неоднозначной интерпретации генезиса, возраста и пространственного

положения позднеплейстоценовых и голоценовых геологических образований. Региональные соотношения фаций поверхностных отложений оцениваются с кардинальными различиями, от преобладания ледниковых осадков [Яновский и др., 1983] (рис.1) до тотального распространения водно-ледниковых [Акримовский и др., 2000], среди которых доминируют отложения БЛО. Трудно сопоставимыми оказываются уровни и возраст террас на разных участках долины одной и той же р. Вуокса. В верхнем течении реки фиксируется пойма высотой 1-1,5 м и одна надпойменная терраса высотой $\approx 2-2,5$ м [Абакуменко и др., 1974, Яновский и др., 1986]. В среднем течении развита пойма и (местами) две надпойменные террасы высотой $\approx 1,5-2$ и $\approx 3-4$ м [Яновский, 1983]. В нижнем течении, в так называемом северном рукаве р. Вуокса, фиксируется только пойма [Яновский и др., 1983]. Это показывает резкую изменчивость строения долины р. Вуокса на протяжении первых десятков километров. Весьма изменчива и поверхность «регионального маркера» - кровли микулинских (мгинских, земских МИС5) морских осадков, подстилающих ледниковые отложения и более поздние образования. Высотное положение их кровли в северной части Карельского перешейка колеблется от -35 м до +30 м, при этом «закономерностей в распределении мощностей, глубин и абсолютных высот морских отложений не прослеживается» [Яновский и др., 1986].

Затруднительность адекватной интерпретации данных в рамках существующей модели связана, на наш взгляд, с недооценкой тектонического фактора, а именно дифференцированных блоковых смещений, проявляющихся на разных иерархических уровнях и активных на разных этапах геологической истории. Влияние тектонической составляющей на формирование рельефа территории исследований не менее значимо, чем экзогенной, и вполне очевидно при рассмотрении региональных черт геолого-геоморфологического строения, подчиненных двум основным направлениям: генеральному северо-западному и второстепенному северо-восточному и отражающих как влияние последнего оледенения, так и блоковую структуру фундамента. С позиции экзогенной моделировки рельефа оба направления тесно связаны с динамикой ледника, повлиявшего на ориентированную экзарацию скальных выступов фундамента и на характерную ориентировку аккумулятивных форм – продольных озовых образований и стадийных поперечных линейных возвышенностей, маркирующих структуру ледниковых лопастей [Niemela et al., 1992; Stroeve et al., 2016]. В структурном плане северо-западное направление отвечает Ладожско-Ботнической системе крупных разломов, определивших ориентировку Ладожского грабена и крупных линейных депрессий севера Карельского перешейка. Западным флангом системы является вуоксинская разломная зона (ВРЗ), наследуемая современной долиной одноименной реки [Афанасов, 1999]. Вуоксинская зона по данным глубинного сейсмического зондирования является мантийным долгоживущим швом, разделяющим крупнейшие тектонические блоки – выборгский и приозерский [Свириденко и др., 2017]. Поперечное к Ладожско-Ботнической системе разломов, северо-восточное направление отвечает элементам геофлексуры Полканова, отделяющим щит от Русской плиты [Светов и Свириденко, 1991].

Выраженность в рельефе тектонических структур является одним из показателей их новейшей и современной активности, которая подтверждается и другими геологическими данными. Недавно проведенные исследования показали, что разница высоты кровли микулинских отложений в сопряженной с исследуемой территорией южной части Карельского перешейка (+10 - +20 м) связана с дифференцированными движениями фундамента, поскольку сопоставление разрезов констатировало сохранность верхних горизонтов от постседиментационной денудации [Шитов и др., 2018]. Эти данные

определяют доказанную амплитуду вертикальных позднеплейстоценовых смещений в первые десятки метров. В результате аналогичных исследований голоценовых отложений по обрамлению Ладожской котловины установлены амплитуды смещений до первых метров [Шитов и др., 2019]. По другим оценкам такие смещения за последние 14-11 тыс. лет в зонах основных структурных элементов, таких как западное обрамление Ладожского грабена, могут достигать нескольких десятков метров [Никонов, 2001].

Свидетельством постледниковой тектонической активности территории являются и данные о сейсмогенных деформациях в коренном и рыхлом субстрате. Один из сейсмических очагов с неоднократной активизацией приурочен к ВРЗ. Он характеризуется сильной раздробленностью скальных массивов по берегам р. Вуокса, крупноглыбовыми скальными обвалами, смятием и разрывами распространенных здесь озерно-ледниковых осадков Балтийского ледникового озера [Никонов и др., 2014; Shvarev et al., 2018]. Независимыми тектонофизическими методами установлена новейшая активность ВРЗ, реализующаяся в сдвиговых деформациях в поле двустороннего сжатия [Маринин и др., 2019]. Горизонтальные смещения по разрывам, секущим скальное ложе со следами ледникового и постледникового эрозионного воздействия и достигающие нескольких десятков см, обнаружены на одной из ветвей ВРЗ вблизи истока р. Вуокса [Subetto et al., 2018].

Региональные и локальные «неопределенности» геоморфологической позиции, возраста и генезиса террас при наличии признаков активных тектонических процессов, проявляющихся в дифференцированных смещениях и сейсмогенных деформациях рельефа, коренного субстрата и рыхлых отложений, определяют актуальность получения новых детальных данных по стратиграфии, текстурным особенностям отложений, слагающих террасы, во взаимосвязи с изучением следов активной тектоники в разрезах, типов постседиментационных деформаций, инструментальному установлению их возраста для коррекции существующей модели осадконакопления и рельефообразования.

Изученные авторами разрезы в нескольких местонахождениях в районе верхнего течения р. Вуокса позволяют по-новому оценить как механизм формирования террас, так и в их возраст и генезис.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основе исследования лежит изучение разрезов террас р. Вуокса, сложенных рыхлыми осадками, путем документации естественных обнажений на эрозионных уступах и анализа колонок отложений, полученных с помощью ручного бурения (Eijkelkamp) на глубину первых метров от поверхности. Высотные уровни террас измерялись и коррелировались между собой с применением ручного оптического нивелира. При изучении разрезов фиксировались все типы деформаций – складчатые, разрывные, разжижения на основе палеосейсмогеологического подхода [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1973; Никонов, 1995а,б; McCalpin, 1996] с критическим анализом вариантов генезиса, определением характерных признаков и альтернативных возможностей развития деформаций гравитационного, мерзлотного, гляциального, седиментационного происхождения. При этом проводились измерения пространственных параметров деформаций, определение структурно-кинематических типов нарушений и установление их соответствия тектонической структуре. При изучении разрезов рыхлых отложений проведено опробование для установления возраста отложений и деформаций, нарушающих первичную текстуру. Образцы отбирались (а) в заполнениях деформаций, (б) во вмещающих и (в) в перекрывающих отложениях, что позволило оценить возраст события или его нижний и верхний возрастные пределы.

Инструментальное датирование отложений проведено с использованием методов радиоуглеродного анализа (по стандартному протоколу ГИН РАН [Zaretskaya et al., 2001]) и оптической инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) по протоколу RLQG [Molodkov, 2012].

СТРОЕНИЕ ТЕРРАС И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В результате проведенных работ изучены 9 разрезов в террасах четырех уровней с абсолютными (н.у.м.)/относительными высотами 23-24/15-16 м (IV); 15-17/6-8 м (III); 12-13/3-4 м (II) и 9-10/0,5-1,5 м (I), расположенные на ограниченном пространстве протяженностью около 10 км в долине р. Вуокса в районе г. Каменногорск (Рис. 1, 3).

IV-й террасовый уровень ($H_{н.у.м.} \approx 25$ м) изучен с поверхности до глубины 3,5 м ($H_{н.у.м.} = 21,5$ м) на правом берегу р. Вуокса (Рис. 1, 3, 4).

В разрезе выделяется три толщи (А, Б и В) (рис. 4). Основную часть разреза составляют среднезернистые пески с тонкими прослоями мелкого гравия, единичными хорошо окатанными гальками и мелкими валунами, параллельно-слоистые и слабо наклоненные ($2-3^\circ$) к югу, изредка с косой слоистостью (А). Толща подразделяется на две пачки (аА1 и аА2), разделенные между собой поверхностью с угловым несогласием. Отличительной особенностью нижней пачки (аА1) является наличие нескольких прослоев с разнонаправленной косой слоистостью, опирающихся на локальные поверхности несогласия и представляющие собой развернутые друг относительно друга «веера». Верхняя пачка (аА2) характеризуется меньшим уклоном к югу (до 3°) и более регулярной параллельной слоистостью. Песчаная толща с размывом перекрывается валунно-галечно-гравийным горизонтальным слоем (аБ1) с отмосткой в кровле. Покрыта терраса несортированными разнозернистыми песками с гравием (аВ1).

Толща А1,2 рассечена трещиной, заполненной гомогенным песком (кластической дайкой) $A_{зд} 350^\circ \perp 60^\circ$, высотой $\approx 2,5$ м и шириной до ≈ 20 см с вертикальными и латеральными разветвлениями в нижней и средней частях (рис. 5а). В верхней части кластическая дайка срезана поверхностью несогласия и перекрыта слоем Б1. В средней части кластической дайки взят образец гомогенного песка, показавший ИК-ОСЛ возраст $69,0 \pm 5,4$ т.л.н. (RLQG 2502-058), характеризующий время ее заполнения.

III-я терраса ($H_{н.у.м.} \approx 15-16$ м) изучена в трех разрезах, два из которых расположены непосредственно в береговых обрывах р. Вуокса, а третий вскрыт скважиной в расположенной параллельно основному руслу линейной ложбине в 3-4 км к востоку (рис. 1, 3, 6).

Разрез террасы III уровня в точке «б» расположен в уступе террасы по правому берегу р. Вуокса от уреза до высоты ≈ 6 м (рис. 6б). В разрезе вскрываются три толщи. Нижняя толща (А) представлена ритмичным горизонтальным переслаиванием песков тонко-мелкозернистых, супесей и суглинков. На фоне преобладания горизонтальной слоистости встречаются линзовидные и волнистые прослои с выраженной асимметричностью (круто наклонные к югу гребни и косая слоистость в линзах). Мощность песчаных прослоев колеблется в пределах 1-10 см, а супесчано-суглинистых – 0,5-1 см. Два горизонта мощностью $\approx 15-20$ см представлены гомогенизированными песками с фрагментами сильно смятых прослоев супесей и суглинков. Средняя толща (Б) преимущественно суглинистая, резко отличается от нижней быстрой сменой литологического состава, однако залегает на ней

согласно (рис. 7д). Толща характеризуется ритмичным параллельным переслаиванием тяжелых суглинков (глин) и супесей. Вверх по разрезу мощность прослоев убывает от 3-4 см (супеси) и 0,5 см (глины) в подошве, до 0,1 см (супеси) и 0,2-0,3 см (глины) в кровле с заметной общей пелитизацией отложений. Верхняя толща (В) – это неслоистый однородный суглинок без включений, с разрывом залегающий на ленточных глинах.

Для разреза характерно развитие нескольких типов деформаций, включающих: а) *разрывы без смещений*; б) *разрывы с микросмещениями* (мм-первые см); в) *разрывы со смещениями* до первых десятков см (нормальные сбросы); г) *микроскладки*; д) *разжижение* с гомогенизацией, смятием и фрагментацией слоистых толщ. Множественные *разрывы без смещений* характерны для верхней части толщи ленточных глин (Б2-3), где они определяют столбчатую текстуру с вертикально-ориентированными блоками. *Микросбросы* наблюдаются в нижней части ленточных глин (Б1-2) по трещинам СЗ простирания ($A_{знд} 240-255^\circ \perp 70-80$) амплитудой в первые сантиметры (Рис. 7а,б). Сбросы СЗ простирания с противонаправленными плоскостями падения ($A_{знд} 240^\circ/80^\circ$; $A_{знд} 35-50^\circ/55-75^\circ$) и смещениями крыльев до 10-20 см несколькими плоскостями рассекают на всю мощность нижнюю песчаную толщу (А) (Рис. 6а, 7г-з). *Мелкие пологие складки* амплитудой в первые см и длиной в первые десятки сантиметров деформируют ленточные глины толщи Б. *Два горизонта разжижения*, в которых первично горизонтальные параллельные слои песков, супесей и суглинков волнообразно и петлеобразно смяты, пески гомогенизированы, а суглинки фрагментированы, нарушают песчаную толщу А. Деформированные горизонты отделены горизонтальными поверхностями со стратиграфическим и угловым несогласием от подстилающих и перекрывающих отложений. По песку из горизонтов с разжижением получены ИК-ОСЛ даты $89,0 \pm 7,3$ т.л.н. (RLQG 2505-058) и $85,2 \pm 6,6$ т.л.н. (RLQG 2504-058).

Разрез террасы III уровня в точке «в» (рис. 6в) расположен на поверхности межрядовой ложбины шириной $\approx 1,5$ км над одной из периферических ветвей ВРЗ (рис.1). Террасовидная поверхность высотой около 14-15 м н.у.м., вытянутая в СЗ направлении, пространственно сопрягается с параллельными ложбинами того же уровня и к югу открывается к руслу р. Вуокса (рис. 3). Скважина глубиной около 2,5 м вскрыла три толщи. Нижняя толща (А) от забоя на глубине от 12,3 м до 12,8 м н.у.м. – ленточные глины, средняя (Б) от 12,8 м до 13,8 м н.у.м. – сапропель; верхняя (В) от 13,8 м до 14,7 м н.у.м. (вВ1) – суглинки, а от 14,7 м до устьевой отметки 15,0 м н.у.м. – оторфованные суглинки. В кровле горизонта А отмечается смятие ленточных глин мелкими складками. По образцу из подошвы сапропеля, перекрывающего деформированную кровлю ленточных глин, получена радиоуглеродная дата 7410 ± 110 (ГИН-15444) или 8160-8360 кал.л.н.

Разрез террасы III уровня в точке «г», (рис. 6г) расположен на западном берегу полуострова Ласточкин, отделяющего основное русло р. Вуокса от параллельного залива (рис. 1, 3). Разрез вскрывает верхнюю часть двучленного берегового уступа относительной высотой над руслом р. Вуокса $\approx 7,5$ м, ограничивающую сегмент террасы шириной до 5-7 м и протяженностью первые десятки метров. Уступ высотой около $\approx 4,5$ м опирается на площадку нижележащей террасы относительной высотой ≈ 3 м, протягивающейся вдоль русла таким же узким (4-5 м) и коротким (20-30 м) сегментом (рис. 3). В разрезе террасы вскрыто две толщи. Толща А в интервале 11,0-14,5 м н.у.м. представлена мелко-тонкозернистыми песками, параллельно-слоистыми, местами неслоистыми и неясно-слоистыми. Толща подразделяется на 6 согласно залегающих друг с другом слоёв, различающихся по цвету, текстуре и литологическому составу. Нижняя часть толщи (гА1-гА2) - неслоистые пески с тонкими (до 0,5 см) и редкими (с шагом по вертикали 20-30 см) прослоями супесей темно-серых. В кровле

гА2 появляются пятна ожелезнения, которые проявляются и выше по разрезу. Для средней части толщи характерна четкая слоистость и ожелезнение, выраженное тонкими (0,2-0,5 см, редко до 1 см) прослоями ожелезненных песков (гА3-гА5) и пятнами ожелезнения (гА4). В верхней части слоистость неясная, толща становится однородной по литологическому составу, исчезают следы ожелезнения. Толща Б перекрывает нижележащую А с размывом и представлена тремя прослоями мелкозернистого песка, отличающимися по цвету и текстуре. Основную часть толщи составляет неслоистый неясно-пятнистый горизонт гБ1 мощностью $\approx 0,7$ м, на котором с крайне неровной границей (вертикальными фестонами вниз по разрезу) залегает невыдержанный прослой коричневого неслоистого песка мощностью до 10 см. Выше, также с размывом, залегает прослой гумусированного неслоистого песка с многочисленными корнями растений. Все горизонты толщи А ощутимо наклонены к ЮЗ ($A_{з_{\text{нд}}220^\circ \perp 30-40^\circ$). В горизонтах гА1, гА2 и гА5 наблюдается внутрислойное смятие с образованием наклонных ступеней или складок, маркируемых ожелезненными прослоями песка (гА5) или супесей (гА1, гА2) с амплитудой до 20-30 см (рис. 8а, б).

II-я терраса ($H_{\text{н.у.м.}} \approx 12-13$ м) изучена в четырех разрезах (Рис. 1, 3, 9).

Разрез террасы II уровня в точке «д» (рис. 1, 3, 9д) расположен на западном берегу полуострова Ласточкин в том же береговом уступе, но гипсометрически ниже разреза «г», отделяясь от него ступенью террасы на уровне около 3 м над урезом р. Вуокса ($\approx 11,0$ м н.у.м.). В разрезе выделяются 3 толщи. Толща А развита в интервале высот 8,2-10,1 м н.у.м. и представлена наклонными параллельно-слоистыми, преимущественно тонко- и мелкозернистыми песками с редкими прослоями среднезернистых песков и супесей, единичным выдержанным прослоем торфа мощностью около 10 см в верхней части (дА7), гумусированными прослоями супесей (дА2) и линзами хорошо разложившегося торфа (дА3). В толще наблюдается несколько ожелезненных прослоев, за счет которых она имеет пестрый окрас от светло- и темно-серого до желто-серого и бурого. Толща Б, в интервале 10,1-10,6 м н.у.м., представляет собой параллельное переслаивание светло- и темносерых мелко- и тонкозернистых песков. Толща Б сохраняет наклон слоев, присущий нижележащей, но отличается от неё отсутствием ожелезнения, супесчаных и органогенных прослоев. Толща В с размывом и угловым несогласием перекрывает толщу Б. В толще выделяются два слоя: в нижней части (дВ1) в мелко-тонкозернистой однородной матрице неясно прослеживаются фрагменты наклонных песчаных прослоев, а верхний мелкозернисто-песчаный слой (дВ2) полностью аструктурный, пронизанный корнями растений и гумусированный. Для горизонтов дА2, дА3, дА7, дБ1 характерна фестончатость на контактах отдельных слоев, распространяющаяся как по кровле, так и по подошве горизонтов. Слои выдержаны по простираанию, сохраняют мощность, но местами разорваны пальцеобразными внедрениями из смежных горизонтов (рис. 9в, г). Местами текстуры «внедрения» отделены от материнского горизонта и представляют собой округлые или линзообразные изолированные или полуизолированные фрагменты. Характерно, что вытянутые фестоны и фрагменты ориентированы перпендикулярно наклону слоев. В целом для толщи характерен постседиментационный наклон, достигающий $35-40^\circ$ с падением слоев в юго-западном направлении ($A_{з_{\text{нд}}220^\circ}$). В нижней части толщи в горизонте дА2 наблюдается смятие супесчаной пачки с образованием складок, ориентированных по общему уклону слоистости. По прослою торфа в горизонте дА7 получена радиоуглеродная дата 5780 ± 40 (ГИН-15639) или 6530 – 6640 кал. л.н.

Разрез террасы II уровня в точке «е» расположен на восточном берегу полуострова Ласточкин (рис. 1, 3, 9е). Терраса имеет хорошо выраженную горизонтальную площадку

шириной в первые десятки метров и протяженностью в первые сотни метров. В разрезе выделяется 4 толщи. Нижняя толща А в интервале 9,4-11,1 м н.у.м. – это параллельное переслаивание песков крупно-грубозернистых, мелкого гравия с ожелезнением и тонких прослоев супесей, обогащенных органикой. Все слои наклонены в северных румбах под углом до 30°. Кровля толщи несогласно срезана под углами от 12-14° до 40° и перекрывается толщами Б и В, представляющими собой несогласные «клинья», содержащие косо- и параллельно переслаивающиеся пески и мелкий гравий. Завершает разрез тонко- и мелкозернистый неслоистый песок толщи Г, с размывом залегающий на толще В. Для всей толщи характерен уклон параллельно-слоистых отложений в ССВ направлении. Наибольшая крутизна и выдержанный уклон характерны для нижней части разреза (А) – до 30°. Выше в толщах Б и В уклоны пачек отложений варьируют от 12-14° до 40°, в целом уменьшаясь до 10°. В отдельных случаях (горизонт еБ2) крутизна параллельных слоев больше, чем у нижележащей толщи и подстилающего горизонта (еБ1). Здесь же внутри горизонта еБ2 наблюдается перекрытие линзы с косою слоистостью тонким прослоем параллельно-слоистого песка, перекрытого, в свою очередь, параллельно-слоистой тонко-мелкозернисто-слоистой песчаной толщей (рис.11а). Такая конфигурация свидетельствует о гравитационных смещениях пачек относительно друг друга. По-видимому, и выше по разрезу (горизонты еВ1, еВ2) имеются элементы таких смещений, а маркерами поверхностей скольжения являются маломощные не всегда выдержанные прослои в основаниях слоёв, имеющие несогласные границы и по кровле, и по подошве. Кроме общего уклона и гравитационных смещений пачек отложений, наблюдаются элементы внутрислойной постседиментационной складчатости с фестончатым натеканием тонкозернистых песчаных фракций на среднезернистые (еА4) или внедрением тонко-мелкозернистых песков в грубозернистый прослой с мелким гравием (еА2). Все «натёки» ориентированы в северных направлениях и вниз по уклону слоев (рис. 11в).

Разрез террасы II уровня в точке «ж» расположен на юго-западном берегу полуострова Ласточкин в 600-700 м ниже по течению от разрезов «г» и «д» (рис. 3). Сегмент террасы максимальной шириной до 10 м и протяженностью первые десятки метров имеет плоскую поверхность и хорошо выраженный тыловой шов, по которому она сочленяется с задернованным пологим коренным склоном. В разрезе террасы высотой ≈12 м н.у.м. выделяется две толщи. Нижняя толща «А» (рис. 9) в интервале 8,5-11,5 м н.у.м. представлена валунами преимущественно плохой окатанности и глыбами от 0,2 до 1 м и более в поперечнике, хаотично расположенными в несортированной дресвяно-песчано-супесчаной матрице с галькой средней и плохой окатанности и щебнем. Снизу вверх плотность сложения глыб уменьшается от 90% до 30-40% и в интервале 11,3-11,4 м н.у.м. несортированная матрица включает два фрагмента ленточных глин длиной до 20-25 см и мощностью 10-15 см. Верхняя толща «Б» с размывом перекрывает толщу «А» по субгоризонтальной слабоволнистой поверхности. Толща подразделяется на три горизонтальных неслоистых горизонта, различающихся по литологическому составу и цвету: жБ1 – супесь серо-коричневая, жБ2 – светло-желтый и светло-серый пятнистый тонкозернистый песок, жБ3 – супесь темно-коричневая гумусированная, пронизанная корнями растений. Из супесчаных отложений горизонта жБ1 в подошве верхней толщи получена ИК-ОСЛ дата 2,1±0,2 т.л.н. (RLOG-2499-058).

Разрез террасы II уровня в точке «з» (рис. 1, 3, 9з) расположен на левом борту долины р. Вуокса в эрозионном уступе террасы с плоской субгоризонтальной поверхностью шириной ≈10-20 м и протяженностью до первых сотен метров. В разрезе выделяется три

толщи. Нижняя толща «А» в интервале 10,2-11,7 м н.у.м. включает 6 слоёв различного гранулометрического состава – от гравийно-галечных прослоев (зА2) до супесей и тонкозернистых песков (зА3) с параллельной горизонтальной (зА3, зА6) и слабонаклонной (зА5) слоистостью. В целом крупность материала уменьшается вверх по разрезу, демонстрируя трансгрессивную серию осадков. Толща единообразно наклонена к северу под углом 10-15°. Верхняя толща Б залегает с размывом по горизонтальной поверхности. Толща включает два слоя с горизонтальными границами, представленных тонкозернистыми неслоистыми песками (зБ1) и мелкозернистыми песками с прослоями гальки и гравия (зБ2). Венчает разрез гумусированный слой мелкозернистого песка (зБ1), пронизанный корнями растений. Нижняя (А) толща отложений нарушена субвертикальным разрывом, рассекающим толщу кровли до забоя (рис.13а). Разрыв представлен несколькими ветвями (плоскостями), определяющими зону шириной от первых сантиметров в нижней части разреза до 20 см в верхней. По измерениям на нескольких уровнях, азимут падения плоскости разрыва меняется от южных румбов (175-185°) до северных (0°) при углах падения 65-70°, определяя кинематический тип разрыва как субвертикальный взрез с опущенным на 25-30 см южным крылом. В супесчаном прослое (зА3) наблюдаются микросбросы, совпадающие по кинематике с основным разрывом (Аз_{плд}160°/60°) (рис. 13б). Амплитуды сбросов от 1 до 3 см. По образцу песка из слоя зБ1 получена ИК-ОСЛ дата 72,7±5,7 т.л.н. (RLQG 2503-058).

Терраса I уровня (Н_{н.у.м.}≈8-9 м) охарактеризована в единственной локализации на восточном берегу полуострова Ласточкин в точке «и» (рис. 1, 3, 14). Отложения вскрыты бурением на глубину около 4 м (3,5 м ниже уреза р. Вуокса) и представлены разнозернистым песком с включением растительного детрита, перекрывающим, в свою очередь, ленточные глины, деформированные в кровле, фрагментированные и перемешанные с песками и растительными остатками. По растительному детриту в верхней части слоя иБ3 получена радиоуглеродная дата 1930±40 (ГИН-15442) или 1860 – 1900 кал. л.н.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные разрезы террас пространственно объединяются двумя участками (рис. 14).

На **первом участке** сопряжены разрезы, расположенные на правом («а» и «б») и левом («з») берегах р. Вуокса. Разрезы «а» и «б» составляют единую толщу. Начало её формирования (I) во второй половине микулинского межледникового (МИС 5с-б) отличалось условиями неглубокого бассейна со спокойным, периодически застойным режимом (разрез «б», часть А). Близкие по возрасту (82,4±7,8; 90,3±5,3 т.л.н.) и характеру (горизонтально стратифицированные пески), отложения, вскрытые скважиной на дне Ладожского озера, характеризуются присутствием одновременно морских и пресноводных микроорганизмов, что обосновывает существование на этой территории в МИС 5 мелководного залива пр-Балтики [Andreev et al., 2019]. Режим осадконакопления нарушен двумя сильными землетрясениями (89,0 и 85,2 т.л.н.) с интенсивностью сотрясений не менее 7-8 баллов, судя по мощности горизонтов с деформациями, согласно шкале ESI-2007 [Michetti et al., 2007]. Сильные землетрясения сопровождалось несколькими более слабыми (≈5-6 баллов).

На втором этапе (II) песчано-алевритовые ритмы сменились глинисто-алевритовыми (разрез «б», часть Б), свидетельствующими об углублении бассейна, а накопление сопровождалось сотрясениями невысокой интенсивности, проявившимися в волновых (микроскладчатых) деформациях в ленточных глинах.

На третьем этапе (III) условия изменились на прибрежно-дельтовые с накоплением песка и гравия (разрез «а» часть А) и с основным направлением стока с севера на юг. На

завершающей стадии (в МИС 4) толща была разорвана трещиной, заполненной гомогенизированным песком (кластической дайкой) в результате землетрясения около $69,0 \pm 5,4$ т.л.н., интенсивность которого, можно оценить по мощности дайки ($\approx 0,2$ м) $I_0 \geq 7,5-8$ баллов при магнитуде $M_s \geq 6$ [Лунина, Гладков, 2015] после чего подверглась размыву с образованием галечно-валунной отмостки (IV).

Сброс, секущий песчано-гравийную толщу (VI) на другом берегу реки («з»), судя по возрасту перекрывающих отложений ($72,7 \pm 5,7$ т.л.н.), можно отнести к тому же сейсмическому событию (рис. 16), а толщу VI объединить с III. Ориентировка сброса и кластической дайки пространственно совпадают и соответствуют в рельефе субширотному расширению русла р. Вуокса (рис.3б).

По-видимому, к этому землетрясению относятся и сбросы в толще I, структурно отвечающие ВРЗ ($A_{зпр} 330^\circ$) и отражающие смещения в фундаменте, из-за которых более древние отложения в разрезе (I) оказались гипсометрически выше более молодых (VI). Интенсивность сотрясения в этом месте достигала 8-9 баллов, судя по максимальной измеренной амплитуде разрывов $\approx 20-25$ см.

Все три террасы – эрозионные, с маломощным чехлом в кровле, залегающим с размывом на нижележащих осадках. Установлен возраст покрова террасы самого низкого уровня (II) $\approx 72,7$ т.л.н. Остальные оцениваются ориентировочно: для самого высокого уровня (IV) возраст составляет $< 69,0$ т.л.н., а для промежуточного (III) – $< 85,2$ т.л.н. Очевидно, что такое пространственно-временное распределение может быть объяснено только вертикальными смещениями террасовых поверхностей, при котором изначальное положение толщи VII должно быть гипсометрически выше толщи IV, т.е. относительные смещения за интервал ≈ 70 т.л.н. достигают $\geq 12-14$ м.

В совокупности деформации участка отражают три сильных ($\approx 8-9$ баллов) сейсмических события, произошедших на поздних стадиях микулинского межледниковья и ранних стадиях валдайского оледенения на протяжении $\approx 20-30$ т.л. (рис. 16).

Второй участок объединяет террасы, расположенные на западном и восточном склонах полуострова, отделяющего основное русло р. Вуокса от параллельного залива, и террасу к востоку от него (рис. 1, 3). Деформации в толще ленточных глин в теле этой террасы (VIII) связаны с самым ранним голоценовым сейсмическим событием $\geq 8,3$ т.л.н. Аналогичные деформации в комплексе с другими сейсмическими проявлениями сейсмогенетического и сейсмогравитационного характера изучены в непосредственной близости от скважины [Shvarev et al., 2018] и по совокупности косвенных признаков отнесены к позднеледниковью [Никонов и др., 2014]. По-видимому, нижней возрастной границей их развития можно считать время спуска БЛО, поскольку деформированы приповерхностные слои, не несущие следов глубокого размыва кровли. Из этого следует, что наиболее вероятный временной интервал землетрясения $11,6-8,3$ т.л.н., а его интенсивность, установленная ранее [Никонов и др., 2014], составляла $\approx 8-9$ баллов.

Близость структурных и текстурных свойств разрезов «г», «д» и «е» (симметричный наклон, гравитационные субаквальные смещения), позволяет объединить толщи X и XIII генетически, а деформации – вторым голоценовым событием. Возраст толщи соответствует времени литориновой трансгрессии. В ходе осадконакопления, происходившего в водоеме с переменным режимом и глубиной, вплоть до кратковременного осушения, она подвергалась умеренному воздействию нескольких сейсмических событий, отраженных в разжижении песчаных горизонтов. Интенсивность событий, судя по величине деформаций разжижения,

достигающих линейных размеров в несколько сантиметров, составляла 5-6 баллов. По завершению осадконакопления толща подверглась тектоническому перекосу в ЮЗ («г» и «д») и ССВ («е») направлениях в противоположные стороны от стабильного массива к зонам опускания. При этом некоторые горизонты «проскальзывали» относительно друг друга, сминаясь в лежачие складки или смещаясь оползневыми блоками. Поскольку известен возраст торфа в нижней части толщи, то время перекоса и, соответственно, сейсмического события, можно оценить исходя из: а) интерпретации слоистости тонко-мелкозернистых отложений, как отражения сезонных различий осадконакопления; б) мощности прослоев 4-6 см; в) мощности перекрывающих датированный прослой торфа отложений в 5,5 м, - время их накопления составляет $\approx 900-1400$ лет, и, соответственно, время завершения накопления толщи и нижний временной предел последующего перекоса и двух этапов врезания можно отнести к интервалу 5600-5700/5100-5200 кал. л.н. Это время сопоставимо с известным событием прорыва озера Сайма через конечную гряду Сальпаусселькя 1 и образованием р. Вуокса [Sederholm, 1897], датируемым ≈ 5 т.л.н. [Saarnisto, 1970] или в калиброванном исчислении 5,7 кал. т.л.н. [Remes et al., 2013]. Полученные данные о возрасте деформации толщи, синхронном этому событию, подтверждают гипотезу о воздействии землетрясения на прорыв озера Сайма [Никонов, 2017; Subetto et al., 2018]. Наклон рыхлой толщи может соответствовать вертикальным смещениям фундамента амплитудой до первых метров, что определяет интенсивность сейсмического события 8-9 баллов.

Также объединяются одним событием и деформации в разрезах «ж» и «и», близкие по времени и по характеру, отвечающему катастрофическому потоку. В первом случае («ж») нижняя часть разреза (А) сформирована потоком, насыщенным обломочным материалом с недалеким переносом и переотложением рыхлого материала, размывом раздробленного скального основания и заполнением межглыбовых полостей несортированными отложениями. Верхняя часть разреза (Б) представляет собой отложения спокойной фазы мутьевого потока. Во втором случае («и») растительный детрит и фрагменты ленточных глин, обнаруженные в песках, перекрывающих ленточные глины, свидетельствуют об их катастрофическом размыве, быстром переотложении и захоронении осадков в неустановившемся потоке. На завершающем этапе толща формировалась в условиях нормальной пойменной седиментации. Это событие – самое молодое - $\approx 1,8-1,9$ т.л.н. Интенсивность его по нижнему пределу оценки составляла ≥ 6 баллов.

Из четырех террас участка только наиболее низкую террасу можно отнести к аккумулятивному типу, остальные обладают «цокольным» характером с маломощным покровом отложений, относящихся ко времени их формирования. Сравнивая террасы «ж» и «з» с расположением на одном уровне перекрывающих отложений с возрастом 72,7 и 2,1 т.л.н. соответственно, можно сделать вывод, во-первых, о нахождении террас в разных тектонических блоках, смещенных относительно друг друга, и, во-вторых, о таких смещениях не только в позднемикулинское время, но и после 2,1 т.л.н. Этот вывод следует из невозможности сохранности древнего покрова террасы (в разрезе «з») на уровне прохождения грязе-каменного потока, следы которого обнаружены в разрезе «ж». Учитывая такие смещения, минимальная амплитуда которых должна быть не менее нескольких десятков сантиметров, интенсивность последнего сейсмического события может быть оценена в 7-8 баллов.

В совокупности на участке обнаруживаются следы трех землетрясений интенсивностью от 7 до 9 баллов, происшедших в интервале 11,6-1,9 т.л.н.

Согласно полученным данным оказывается, что: а) на дневную поверхность выводятся отложения позднемикулинского-ранневалдайского возраста, не перекрытые более поздними образованиями; б) отложения, считавшиеся ранее водно-ледниковыми (в том числе флювиогляциальными и лимногляциальными) поздневалдайского возраста или аллювиальными голоценового могут иметь доледниковый возраст; в) сильные землетрясения возникали как в течение всего голоцена с периодичностью 3-4 т.л., так и в позднем неоплейстоцене с периодичностью 4-10 т.л. Результаты, несомненно, вызывают вопросы, касающиеся трех основных направлений исследований: хронологии, стратиграфии и тектонической активности района исследований.

Вопросы стратиграфии и хронологии относятся в первую очередь к следам последнего оледенения. Взгляды на распространение поздненеоплейстоценовых и голоценовых отложений на поверхности Карельского перешейка за последние 30-40 лет претерпели существенное изменение. Образования, принимаемые ранее за основную морену [Яновский и др., 1983], повсеместно интерпретируются либо как осадки БЛО (13,8-11,6 т.л.н.), либо как голоценовые озерно-аллювиальные отложения (5,4-2,7 т.л.н.) [Акримовский и др., 2000, Максимов и др., 2015], что связано, очевидно, с невыраженными генетическими признаками образований, принимавшихся ранее за гляциальные. Среди последних, кроме песков, супесей с гравием, галькой и валунами, интерпретируемых ныне как водно-ледниковые, встречаются такие специфические разности как «гравелистые пески и суглинки, переполненные обломками и глыбами подстилающих кристаллических пород» [Яновский и др., 1983, стр.36]. По-видимому, эта ситуация аналогична изученному разрезу в точке «ж» и может рассматриваться в свете сейсмической активности территории в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Отсутствие поздневалдайской донной морены над более древними отложениями вполне объяснимо в свете современных сведений как о физических механизмах и закономерностях динамики покровных ледников, так и о конкретных параметрах Скандинавского ледника. Первый аспект объяснения такой ситуации опирается на данные о незначительном содержании базального обломочного материала в современных покровных ледниках [Талалай, 2005, 2011; Dansgaard et al., 1982; 1993] в совокупности с их ограниченной эродирующей способностью, допускающей сохранность доледникового рыхлого материала на подледниковом ложе [Крапивнер, 2018]. Второй аспект основывается на допущении отсутствия на территории Фенноскандии сплошного ледникового покрова во время последнего оледенения, подтверждаемый большим количеством фактических данных в различных частях Фенноскандии [Большаянов, 2015]. Аналогичная ситуация с отсутствием ледниковых отложений над микулинскими осадками наблюдается на дне Ладожского озера, где пески МИС 5 перекрыты ленточными глинами МИС 2 [Andreev et al., 2019]. Отсутствие промежуточных (МИС 4-3) отложений связывается с ледниковой эрозией, хотя явных её следов в разрезе не наблюдается и несогласие выражено только прослоем неслоистых песков в основании ленточных глин [Gromig et al., 2019]. Следует отметить, что мелководные фации с возрастом от $117,6 \pm 12,6$ до $82,2 \pm 7,8$ залегают на абсолютных высотах -120 – -130 м (ниже у.м.), составляя разницу более 100 м с близкими по возрасту и фациальному составу отложениями в изученных в точках «а», «б», «з» разрезах, что вполне объяснимо положением скважины в интенсивно опускающемся ладожском грабене [Никонов, 2001а].

В свою очередь, отложения, характеризующиеся ныне как водноледниковые, в значительном количестве случаев не имеют инструментальных возрастных определений. Это касается не только флювиогляциальных осадков последнего ледникового максимума, но и

позднеледниковых озерно-ледниковых осадков БЛО. Наряду с достаточно обоснованными разрезами, охарактеризованными варвохронологическим, и инструментальными методами датирования, к осадкам БЛО могут быть неправомерно отнесены и менее очевидные (по признакам подобия), что оставляет возможность их более раннего отложения. Подобная неоднозначная ситуация характерна и для не менее изученных, чем БЛО, мгинских отложений, диапазон возраста которых при инструментальном датировании известных разрезов оказывается существенно шире ожидаемого [Большаинов и др., 2016].

Тектоническая активность в виде следов сильных разрушительных землетрясений в позднеледниковье и голоцене на востоке Фенноскандинавского щита зафиксирована многократно, в том числе и на территории Карельского перешейка [Никонов, 2001; Никонов и др., 2001; 2014]. Большая часть землетрясений датируется позднеледниковьем и ранним голоценом и связывается с постледниковым изостатическим поднятием. Однако, более поздние проявления сильной сейсмичности, в том числе в среднем и позднем голоцене, явно свидетельствуют о собственно тектонических механизмах. Следы допоздневалдайских сейсмических событий, в отличие от послеледниковых, единичны и обнаружены недавно. В этом перечне события в МИС 5-4 – данная работа и [Shvarev et al., 2019], МИС 2 - [Pisarska-Jamrozy et al., 2018], и МИС3-2 - [Zaretskaya et al., 2019]. Для объяснения сейсмичности в северной Германии в МИС2 ($19,0 \pm 1,8$ – $22,7 \pm 1,9$ [Pisarska-Jamrozy et al., 2018]) привлечен механизм реактивации разрывных нарушений перед фронтом надвигающегося ледника. Для нескольких разновозрастных событий в районе Терского берега Белого моря в МИС 3-2 ($\leq 18,1 \pm 2,1$; $\leq 23,0 \pm 2,7$; $37,2 \pm 4,3$ – $40,1 \pm 4,6$ т.л.н.) такое объяснение теоретически может рассматриваться в первых двух случаях, поскольку возраст деформированных отложений соответствует активной фазе ледника и близкому положению его края. Однако, для более раннего землетрясения в МИС 3 механизмы, связанные с изменением ледниковой нагрузки, не применимы, поскольку удаленность события по времени и месту исключает воздействие как предыдущей, так и последующей фаз оледенения.

В нашем случае, значительный интервал времени между сейсмическими событиями и развитием ледникового покрова на исследуемой территории также не дает возможности для рассмотрения гляциоизостазии в качестве причины землетрясений. Кроме того, параметры активизированной зоны разломов, такие как ориентировка вкост фронта ледника и унаследованная сдвиговая кинематика свидетельствуют о собственно тектонических причинах. Остается вопрос о корректности отнесения деформационных текстур и структур к сейсмогенным в свете возможных, в первую очередь, мерзлотных или гравитационных механизмов. Криогенные воздействия в качестве объяснения складчатых структур, клиновидных трещин или текстур разжижения, могли бы быть предложены только для одного из рассматриваемых событий (4), относящегося к позднеледниковью. Деформации ленточных глин, относящиеся к этому событию, подробно рассмотрены ранее, с установлением комплекса сейсмогенных признаков [Shvarev et al., 2018]. Средне- и позднеголоценовое события (5 и 6) происходили в условиях близких к современным, а для событий в (1-3) климатические условия допускали распространение широколиственных пород [Andreev et al., 2019], что исключает развитие здесь многолетней мерзлоты. Гравитационные механизмы, которые можно рассматривать в качестве альтернативы объяснения разрывов со смещениями, не имеют подтверждений в виде реликтовых гравитационных образований. В то же время, комплексы разрывных нарушений и их кинематика находятся в полном соответствии со структурным планом фундамента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер террасового комплекса свидетельствует о его формировании под воздействием молодой тектоники. Впервые на ЮЗ Фенноскандинавского кристаллического щита на севере Карельского перешейка (СЗ России) в долине р. Вуокса установлены прямые (сейсмогенные смещения и наклон) и косвенные (разжижение, смятие, массовые смещения, обломочные потоки) признаки многократной активизации зоны разлома в позднем неоплейстоцене и голоцене и ее влияния на рельеф и рыхлые отложения. Впервые выявлены следы трех палеоземлетрясений позднемикулинского-ранневалдайского (89, 85, 70 т.л.н.) и уточнены параметры выделенных ранее [Никонов и др., 2014] трех землетрясений позднеледниково-голоценового (11.6-8.3, 5.7-5.1 и 1.9-1.8 т.л.н.) возраста.

Отложения, вскрытые в теле террас, показали возраст, намного более древний, чем ожидалось. Инструментально датированные допоздеввалдайские отложения ранее были вскрыты только двумя скважинами – одна на северном побережье Финского залива (120-131 т.л.н.) [Miettinen et al., 2014] и вторая – в акватории Ладожского озера (82-118 т.л.н.) [Andreev et al., 2019]. В результате проведенных исследований позднемикулинский (МИС 5a,b) и ранневалдайский (МИС 4) возраст впервые определен для поверхностных образований Карельского перешейка.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Никонова за участие в обсуждении и ценные замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-80087) – полевые исследования, инструментальное датирование, анализ материалов и подготовка статьи, и в рамках госзадания ИГ РАН (0148-2019-0005) – аналитические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакуменко В.Е., Короткова Л.Ю., Оганесова А.М., Усикова Т.В.. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000 для целей мелиорации, проведенной в Выборгском районе Ленинградской области в 1971-1973 гг. 1974 г. №22256 (Фонды СЗ ПГО).
2. Акромовский И.И., Астафьев Б.Ю., Беляев А.М., Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Воинова О.А., Гусева Е.А., Егоров С.В., Заррина Е.П., Ключкин А.В., Легкова В.Г., Петров Б.В., Насонова Л.Д., Нахабцев А.С., Николаев В.А., Ногина М.Ю., Рыбалко А.Е., Саммет Э.Ю., Удачина О.Н., Чуйко М.А., Ядута В.А., Якобсон К.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
3. Амантов А.В., Амантова М.Г. Моделирование послеледникового развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2017. №69. С. 5–14.
4. Афанасов М.Н. Государственная геологическая карта РФ. Серия Карельская. М-б 1:200 000. Л. Р-35-XXIX, XXX. Дочетвертичные образования / ред. В. И. Шульдинер. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
5. Большианов Д.Ю. Скандинавский ледниковый щит – новые данные и предложения // Известия Русского географического общества. 2015. Т.147. вып.6. С. 1-13.
6. Большианов Д.Ю., Крылов А.В., Молодьков А.Н., Савельева Л.А., Аникина Н.Ю., Пушина З.В., Рашке Е.А., Никитин М.Ю., Клевцов А.С. Новые данные о строении, возрасте,

- составе органических остатков морских отложений в окрестностях Санкт-Петербурга // Известия Русского географического общества. 2016. Т.148, вып.3. С. 25-46.
7. Герасимов Д.Д., Субетто Д.А. История Ладожского озера в свете археологических данных // Известия РГПУ им. А.И. Герцена. № 106. 2009. С. 37-49.
 8. Квасов Д.Д., Мартинсон Г.Г., Раукас А.В. (ред.) История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (серия: История озер СССР) - Л.: Наука: Ленингр. отд-ние, 1989. – 280 с.
 9. Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М.: ГЕОС, 2018. 320 с.
 10. Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. Стратиграфия донных отложений озер Карельского перешейка. М.: ГЕОС, 2019. 120 с.
 11. Лунина О.В., Гладков А.С. Граничные уравнения связи параметров землетрясений и кластических даек сейсмогенного генезиса (по мировым данным) // Доклады академии наук, 2017, том 476, №1, с.68-71
 12. Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л., Бахтеев А.Р., Евдокимова И.О., Горбачевич Н.Р., Ногина М.Ю., Никонова А.С., Суриков С.Н., Чуйко М.А., Шишлянников А.Н., Астафьев Б.Ю., Воинов А.С., Богачев В.А., Яновский А.С., Амантов А.В., Андросов Е.А., Иванова Н.О., Суслова С.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.
 13. Малаховский Д.Б., Марков К.К. (ред.). Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР: Ленинградская, Псковская и Новгородская области: К VIII конгрессу INQUA. Франция. 1969; АН СССР, Комиссия по изучению четвертичного периода. - Ленинград : Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. 226 с.
 14. Маринин А.В., Сим Л.А., Бондарь И.В. Тектодинамика Вуоксинской разломной зоны (Карельский перешеек)// Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 364–368.
 15. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 1995. №4. С.16-27.
 16. Никонов А.А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. №1, с. 4-9.
 17. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80-83.
 18. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П. Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Мат-лы XXXIV Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 года) Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Т.2. М.: ГЕОС, 2001. С.83-86.
 19. Никонов А.А. Воздействие голоценовых пертурбаций Онежско-Ладожской гидрологической системы на древнее население прибрежных пространств // Самарский научный вестник. 2017. Т. 6. № 3 (20). С. 171-177.
 20. Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «Пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. 2014. Т. 457. С. 591-596.

21. Никонов А.А., Шлюков А.И. О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. – С. 1–4.
22. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.
23. Свириденко Л.П., Исанина Э.В., Шаров Н.В. Глубинное строение, вулканоплутонизм и тектоника Приладожья // Труды Карельского научного центра РАН. № 2. 2017. С. 73–85.
24. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Известия АН СССР. Физика Земли. №9. 1973. с.3-16.
25. Субетто Д.А. История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). № 1. 2007. С. 111-120.
26. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции / Отв. ред. А.П. Лисицын. Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена: Санкт-Петербург. 2009. 339 с.
27. Субетто Д.А., Аверичкин О.Б., Кузнецов Д.Д. Расчеты палеостока по Балтийско-ладожскому соединению в северной части Карельского перешейка // Известия Русского географического общества. Вып. 5. 2009. С. 37-51.
28. Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // Природа. №11. 2005. С.32-39.
29. Талалай П.Г. Самый древний лед Антарктиды: поиски и решения // Природа. №4. 2011. С.35-49.
30. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. № 1. 1960. с. 74-90.
31. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А. Пост-микулинская тектоника Приладожья // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Том 2. С.341-346.
32. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Багдасарян Т.Э., Сумарева И.В. Дифференцированные движения земной коры и сейсмичность Южного Приладожья в позднеледниковье–голоцене // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы II Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Том 2. С.358-362.
33. Яновский А.С., Анищенкова О.И., Недригайлова И.С., Гречко А.Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Карельская. Листы Р-35-XXX, Р-36-XXV. Объяснительная записка. Москва, 1983. 100 с.
34. Яновский А.С., Громько Г.И., Недригайлова И.С., Гречко А.Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Карельская. Листы Р-35-XXIX (Выборг), Р-35-XXXIV, XXXV (Приморск). Объяснительная записка. Москва, 1986. 115 с.
35. Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Savelieva L.A., Gromig R., Fedorov G.B., Ludikova A., Wagner B., Wennrich V., Brill D., Melles M. Environmental conditions in northwestern Russia during MIS5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga // Boreas 48 (2019),pp.377-386.
36. Andrén T., Andrén E., Berglund B. E., and Yu S.-Y. New insights on the Yoldia Sea low stand in the Blekinge archipelago, southern Baltic Sea // Stockholm: GFF- Stockholm, 2007. Vol. 129. P. 277-285.
37. Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillén L., and Anjar J. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka // The Baltic Sea Basin/editors Harff J., Björck S, Hoth P. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 75-97.

38. Berglund B., Sandgren P., Barnekow L., Hannon G., Jiang H., Skog G., Yu S.-Y. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden // *Quaternary International*. 130 (2005). 111–139.
39. Björk S. A review of the history of the Baltic Sea, 13,0-8,0 ka BP // *Quaternary International*. 27 (1995)19-40.
40. Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup N., Hammer C.U., Johnsen S.F., Kristinsdottir P.M., Reeh N. A New Greenland Ice Core // *Science*. Vol. 218. N4579. 1982. P.1273-1277.
41. Dansgaard W., Jonsen S.J., Clausen H.B. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. Vol. 364. 1993. P.218-220.
42. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // *Quaternary International* 203 (2009), 33-51.
43. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. Holocene oscillations of the Baltic Sea and Lake Ladoga levels and early human movements // *Quaternary International* 220 (2010), 102–111.
44. Donner, J. 1995. *The Quaternary history of Scandinavia*. Cambridge University Press. 200 p.
45. Gromig R., Wagner B., Wennrich V., Fedorov G., Savelieva L., Lebas E., Krastel S., Brill D., Andreev A.A., Subetto D., Melles M. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas*, 48 (2019).330-348.
46. Eronen, M., 1974. The history of the Litorina Sea and associated Holocene events. *Soc. Scientiarum Fennicae, Commentationes Physico-Mathematicae* 44, 79–195.
47. Eronen M. Geologinen kehitys jääkauden lopussa ja sen jälkeen. Teoksessa: P. Alalammi (toim.) // *Suomen kartasto. Maanmittaushallitus & Suomen maantieteellinen seura. Vihko* 123-126. *Geologia*. 1990. S. 14-18.
48. Fleming K., Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Yu., Lambeck K., Chappell J. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites // *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1998), 327–342.
49. Jantunen T. Muinais-Itämeri. Teoksessa: M. Koivisto (toim.) // *Jääkaudet*. 2004. S. 63-68.
50. McCalpin J.P. (Ed.). *Paleoseismology*. San-Diego: Acad. Press, 1996. 585 p.
51. Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., GÜrpınar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Mörner N.A., Ota Y., Roghozin E. Environment Seismic Intensity Scale 2007-ESI 2007, *Memoria Descrittive della carta Geologica d’Italia*. 2007. Vol. 74. Servizio Geologico d’Italia-Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy, 54 p.
52. Miettinen A. Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea // *Quaternary International*. 120 (1), 2004, 91-104.
53. Molodkov A. Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions // *Quaternary Geochronology* 10 (2012). 188-194.
54. Niemela, J., Ekman, I., Lukashov, A. (Eds.) 1993. Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1: 1 000 000. Geological Survey of Finland and Russian Academy of Science, Institute of Geology, Petrozavodsk.
55. Pisarska-Jamrozny. 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 land-ice mass (Rugen Island, SW Baltic Sea), *Tectonophysics*, 2018. 745, 338-348.
56. Remes K-M., Tervo T. & Nenonen J. Imatrangoinventointi. Geological Survey of Finland, Report M65K. 2013, 50 p.
 57. Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K., Ludikova A., Lõugas L., Raig H., Kihno K., Aunap R., Letyka N. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // *Boreas*. 42 (2013) 912-931.
 58. Saarnisto, M. The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa lake complex. *Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae*. 1970. 37. 107 s.
 59. Saarnisto M., Grönlung T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // *Hydrobiologia*. 322 (1996)205-215.
 60. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // *Global and Planetary Change*. 31 (2001)387-405.
 61. Sederholm, J.J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges // *Bulletin de la Commission géologique de Finlande. Geologiska kommissionen, Helsingfors, 1897. Bull., v. 6, 254 p.*
 62. Shvarev S.V., Nikonov A.A., Rodkin M.V., Poleshchuk A.V. The active tectonics of the Vuoksi fault zone in the Karelian Isthmus: parameters of paleoearthquakes estimated from bedrock and softsediment deformation features // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 90 (2018) 257–273.
 63. Shvarev S., Nikonov A., Subetto D., Zaretskaya N.E., Romanov A. Seismites in the pre- and postglacial sediments of the Karelian Isthmus (Eastern Fennoscandia // Börner, A., Hüneke, H., Lorenz, S., (Eds.), *Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group “From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg”*. Abstract Volume. Scientific Technical Report STR 19/01, Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. 2019. P.102-104.
 64. Stroeven A.P., Heyman J., Fabel D., Björck S., Caffee M.W., Fredin O., and Harbor J.M. A new Scandinavian reference ¹⁰Be production rate // *Quaternary Geochronology*. 29 (2015) 104-115.
 65. 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. Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 147 (2016) P 91-121.
 66. Vassiljev J. and Saarse L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 85 (2013) 9-18.
 67. Subetto D.A., Shvarev S.V., Nikonov A.A., Zaretskaya N.E., Poleshchuk A.V., Potakhin M.S. New evidence of the Vuoksi river origin by geodynamic cataclysm // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 90 (2018) 275–289.
 68. Zaretskaya N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L .D., Zhilin M.G. Radiocarbon studies of peat bogs: an investigation of South Kamchatka volcanoes and Upper Volga archeological sites // *Radiocarbon*. – 43(2) 2001. 571-580.
 69. Zaretskaya N., Shvarev S., Korsakova O., Grigoriev V. Palaeoseismic traces in the Late Pleistocene deposits of Southern Kola Peninsula // Börner, A., Hüneke, H., Lorenz, S., (Eds.), *Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group “From Weichselian Ice-Sheet*

Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg". Abstract Volume. Scientific Technical Report STR 19/01, Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. 2019. Pp.131-133.

Подписи к рисункам к статье Шварева С.В., Субетто Д.А., Зарецкой Н.Е. и Молодькова А.Н. «Возраст, генезис и сейсмогенные деформации террас реки Вуокса на Карельском перешейке, СЗ России»

Рис. 1. Расположение разрезов относительно основных фаций четвертичных отложений [Яновский и др., 1983] и тектонических нарушений, установленных [Афанасов, 1999] и предполагаемых по данным дешифрирования [Shvarev et al., 2018].

Рис. 2. Соотношение уровней формирования террас для ключевого участка в районе верхнего-среднего течения р. Вуокса (северная часть Карельского перешейка) в голоцене: 1 – уровни формирования террас; 2 – уровни бассейнов: I – уровень Мирового океана [Fleming et al., 1998]; II – относительный уровень Балтийского моря (в районе Выборгского залива) [Miettinen, 2004]; уровни Ладожского озера по разным данным: III – [Doluhanov et al., 2009]; IV – [Saarnisto & Grönlung, 1996]; V – [Doluhanov et al., 2010]; VI – [Никонов, 2017].

Рис. 3. Расположение изученных разрезов террас р.Вуокса. А – высотное соотношение разрезов и состав отложений (условные профили ориентированы вниз по течению). Б – расположение разрезов на космическом снимке (Landsat-ETM+). В – ситуационные схемы ключевых участков на основе топографических карт 1:20000 (Топографикунта, 1938).

Рис. 4. Разрез IV-й террасы р. Вуоксы ($H_{н.у.м.} \approx 25$ м, $H_{отн.} \approx 17$ м): а – общий вид (схема с фотографии); б – разрез; в) условные обозначения к разрезам (рис. 4, 6, 9, 13).

Рис. 5. Фрагменты разреза IV террасы: а) общий вид разреза; б) горизонтальный срез кластической дайки; в) фрагмент разреза с кластической дайкой.

Рис. 6. Разрезы III террасы ($H_{н.у.м.} = 15$ м) в точках «б», «в» и «г» (рис. 1, 3).

Рис. 7. Фрагменты разреза III террасы р.Вуоксы (разрез «б» на рис.1, 3): а) толща бБ2 (рис.6); б) микросбросы; в) толща бБ1 – ленточно-подобная слоистость с пологими складками; г) верхняя часть толщи бА с двумя горизонтами деформаций и сбросовым разрывом $A_{з_{пд}} 250^{\circ}80^{\circ} A=8$ см; д) контакт бАб и бБ1; е) поперечный разрез с плоскостью сброса; ж) фрагмент нижнего горизонта с деформациями и сбросовым разрывом; з) фрагмент верхнего горизонта с деформациями и сбросовым разрывом.

Рис. 8. Фрагменты разрезов террас «г» и «д» р.Вуокса: а) слой гА1 – тыловая (справа) и боковая (слева) стенки разреза; б) фрагмент боковой стенки – смятие толщи гА1, маркируемое супесчаным прослоем в кровле горизонта; в) интервал между нижней частью горизонта дБ1 и слоем дА5 – вторичный наклон толщи и нарушенные слои; г)

фрагмент горизонта дА7 (участок отбора пробы на радиоуглеродное датирование) и верхней части горизонта дА6.

Рис. 9. Разрезы II террасы р.Вуокса.

Рис. 10. Фрагменты разреза террасы II уровня в точке «е»: а) верхняя часть разреза, сопряжение несогласно залегающих толщ (оползневые «клинья»); б) вторичный наклон слоев; в) внутрислойная складчатость в супесчаных прослоях.

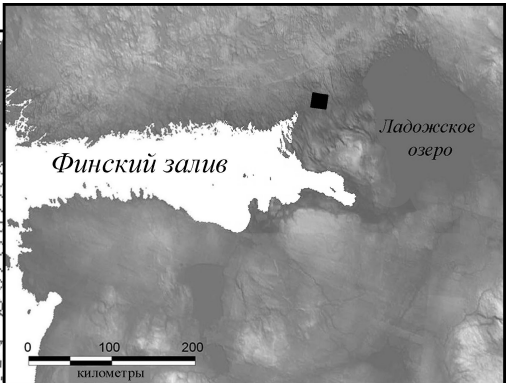
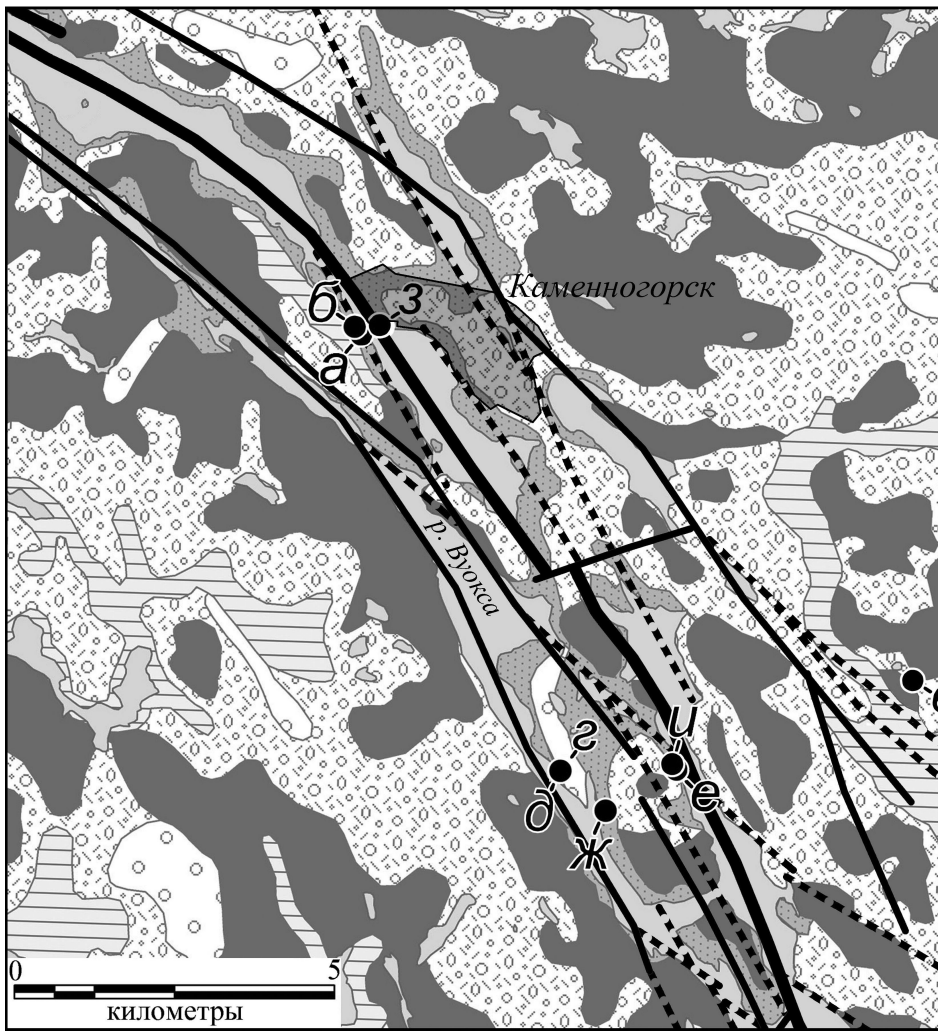
Рис. 11. Фрагменты разреза террасы II уровня в точке «ж»: а) верхняя часть разреза; б) верхняя часть слоя жА1 – фрагменты ленточных глин (светло-серо-голубые) в дресвяно-песчаной матрице с щебнем.

Рис. 12. Фрагменты разреза террасы II уровня в точке «з»: а) общий вид расчистки, субвертикальный разрыв в левой части; б) микроразрывы со смещением в слое зА3 (фрагмент восточной боковой стенки разреза); в) микроразрыв в слое зА3 (фрагмент западной боковой стенки разреза); г) основной субвертикальный разрыв (врез) с опусканием южного крыла на 25 см.

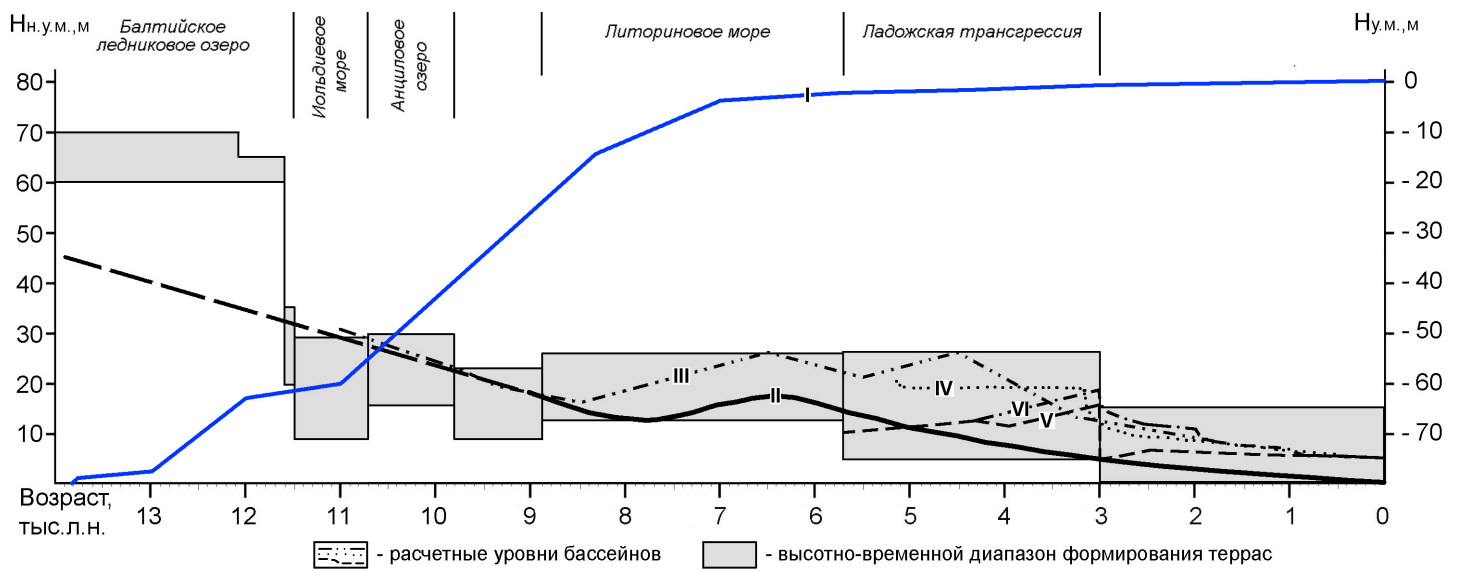
Рис. 13. Разрез террасы I уровня ($H_{н.у.м.} \approx 8-9$ м) в точке «и».

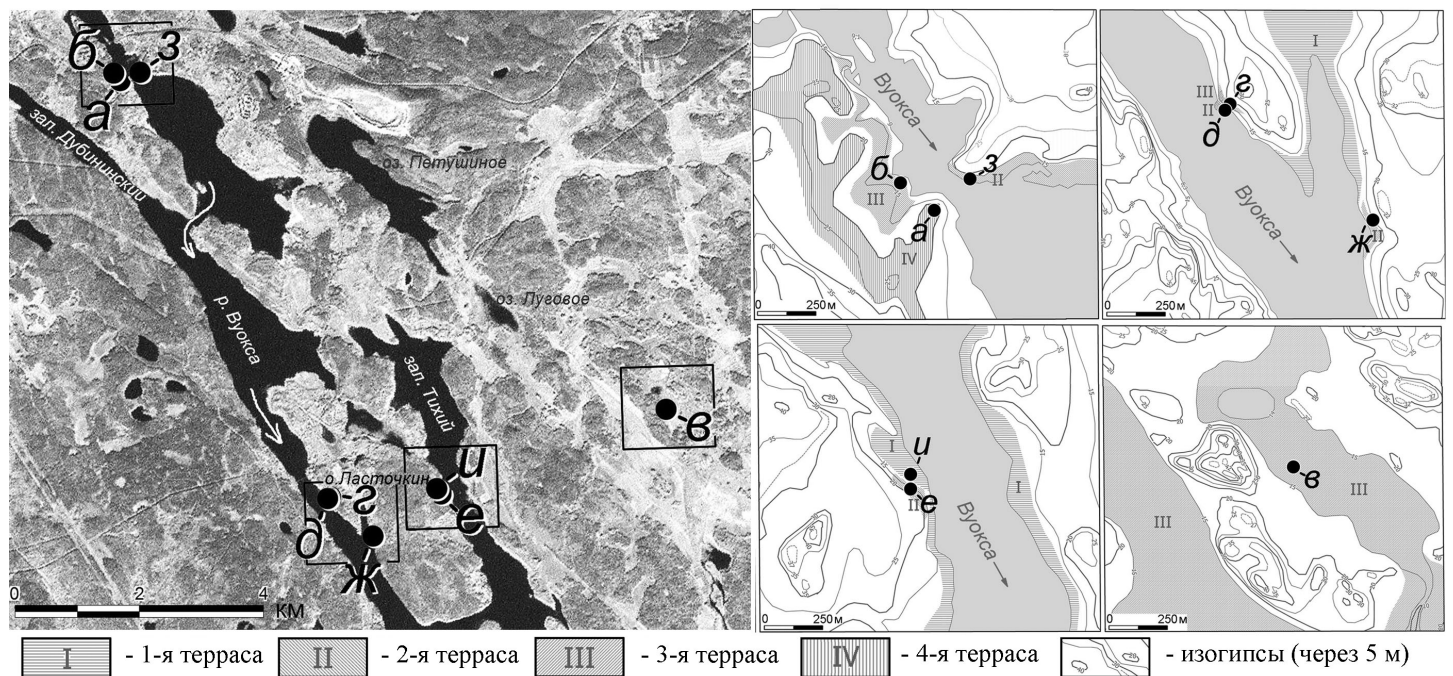
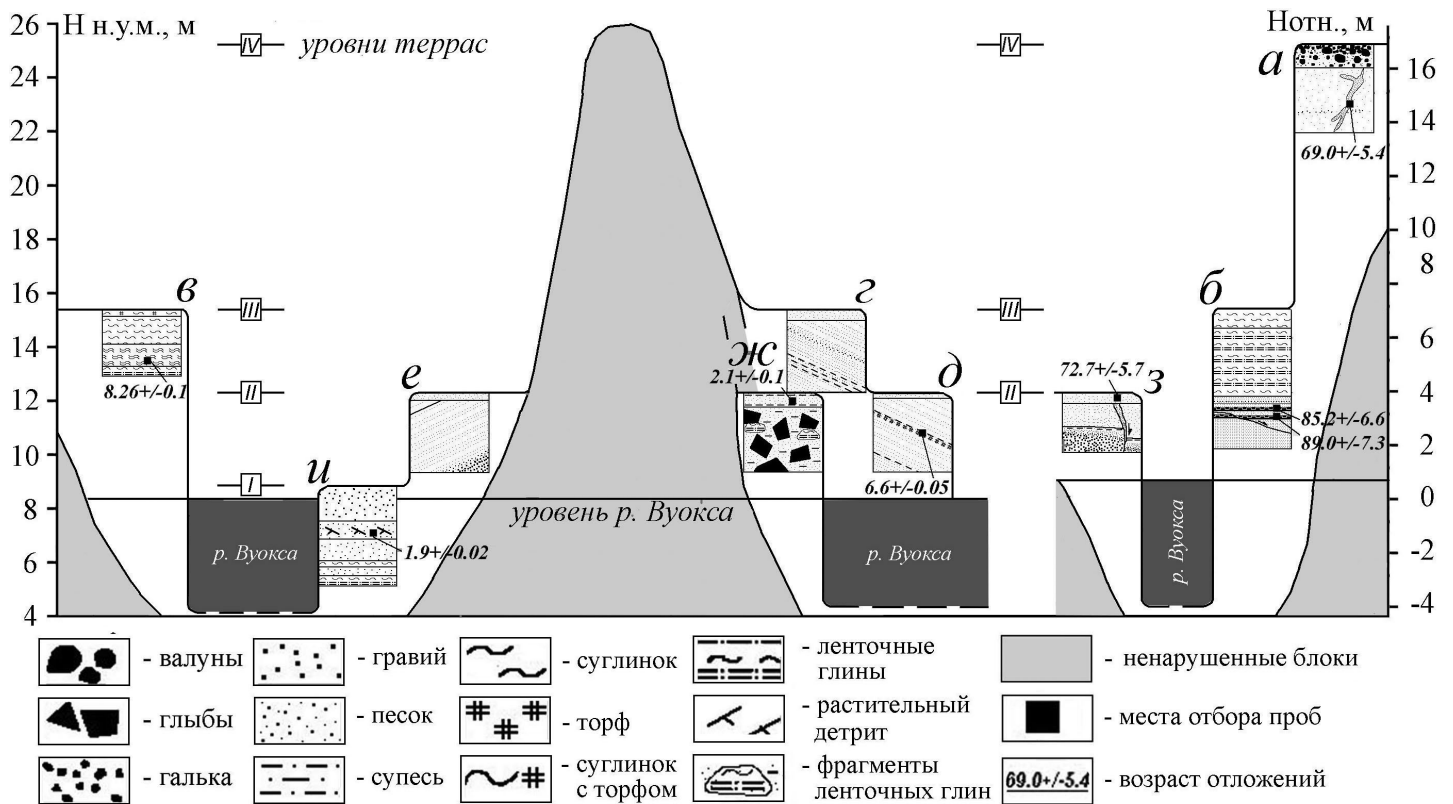
Рис. 14. Принципиальная схема соотношения уровней, типов изученных разрезов и деформаций.

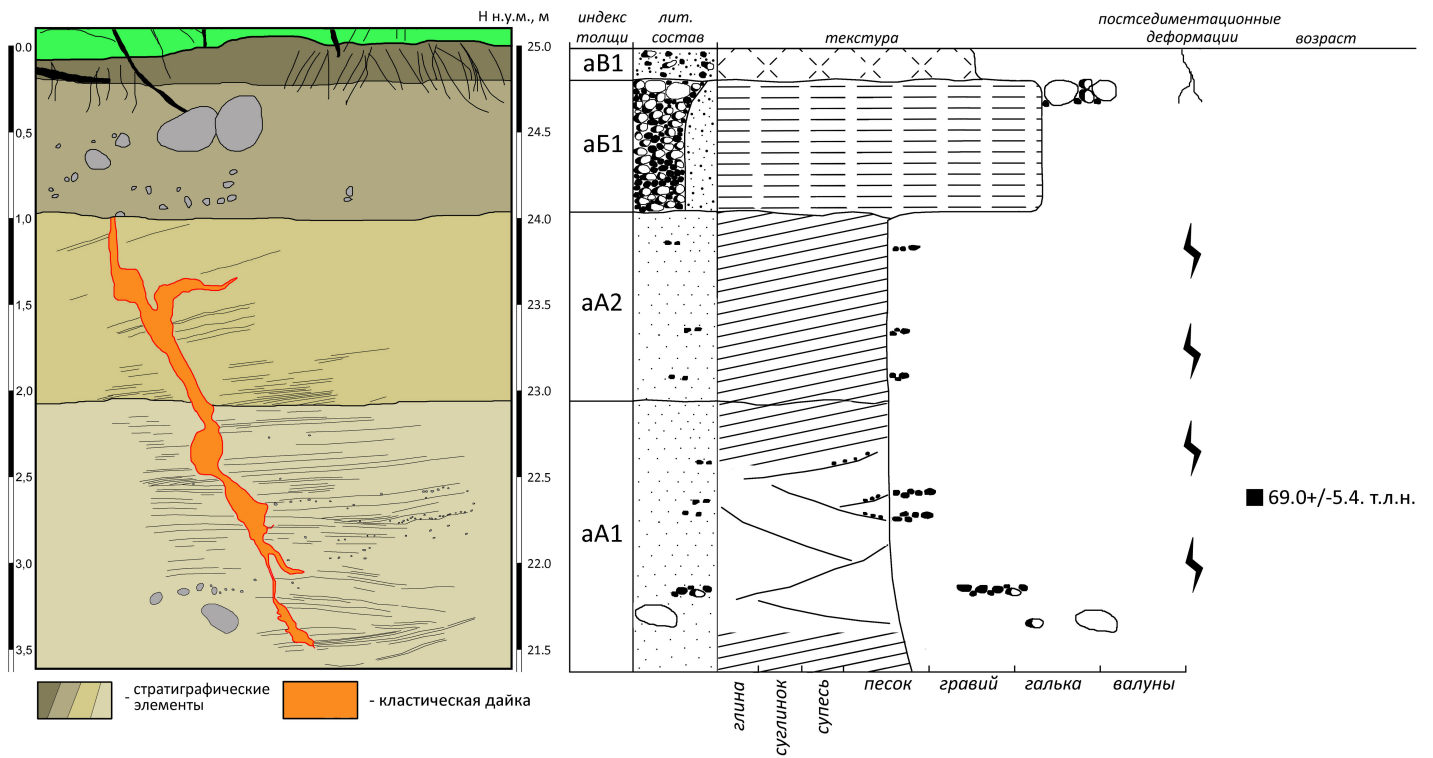
Рис. 15. Возраст деформаций в отложениях террасового комплекса в долине р. Вуоксы и сейсмические события, их спровоцировавшие.



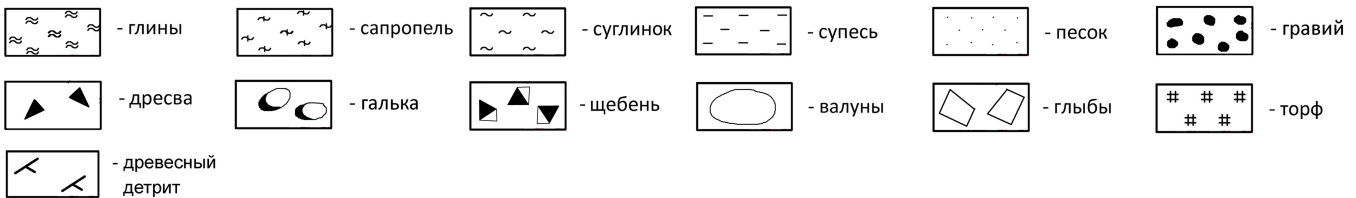
- Современные отложения**
- озерно-аллювиальные
 - болотные
- Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения**
- элювиальные
- Верхнеплейстоценовые отложения**
- озерно-ледниковые (БЛО)
 - флювиогляциальные
 - ледниковые
- дочетвертичные породы**
- дочетвертичные породы
- Разрывные нарушения в фундаменте:**
- установленные по данным геологической съемки: а) основные; б) второстепенные
 - предполагаемые, по данным дешифрирования космических снимков и ЦМР
- Символы:**
- расположение разрезов в террасах
 - гидрографическая сеть



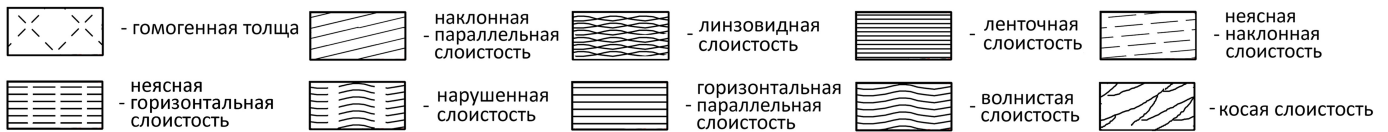




ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ



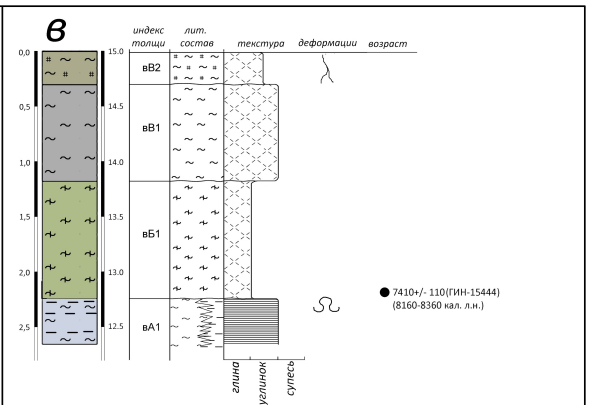
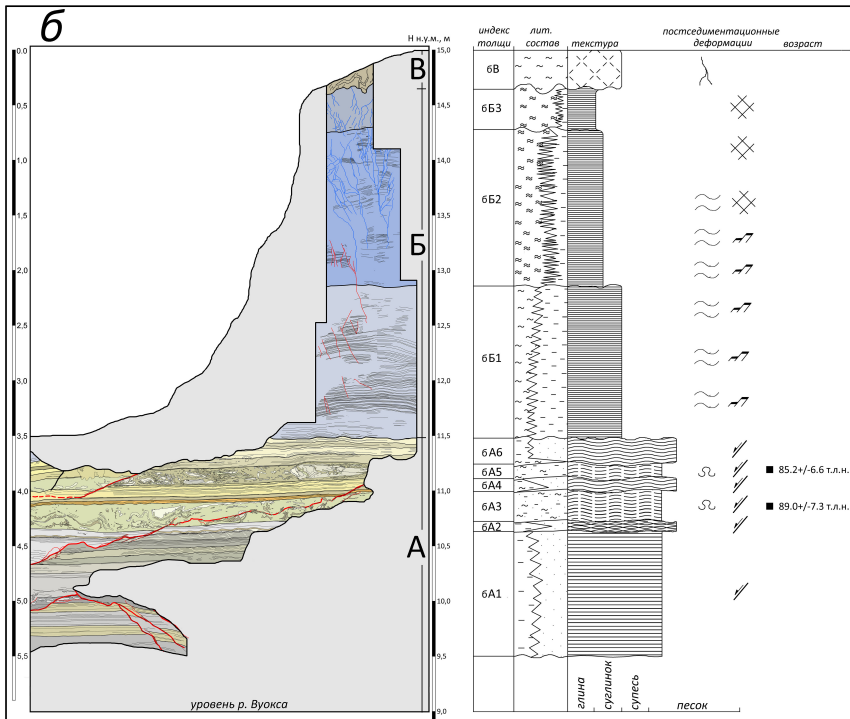
ТЕКСТУРА



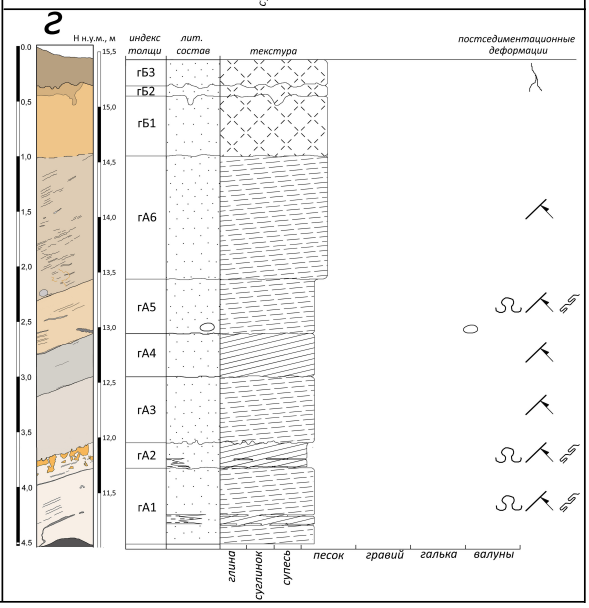
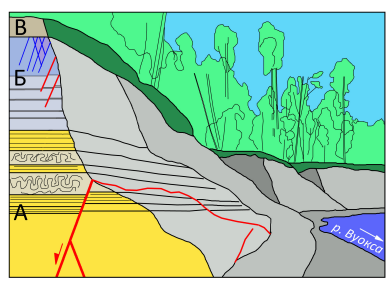
ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

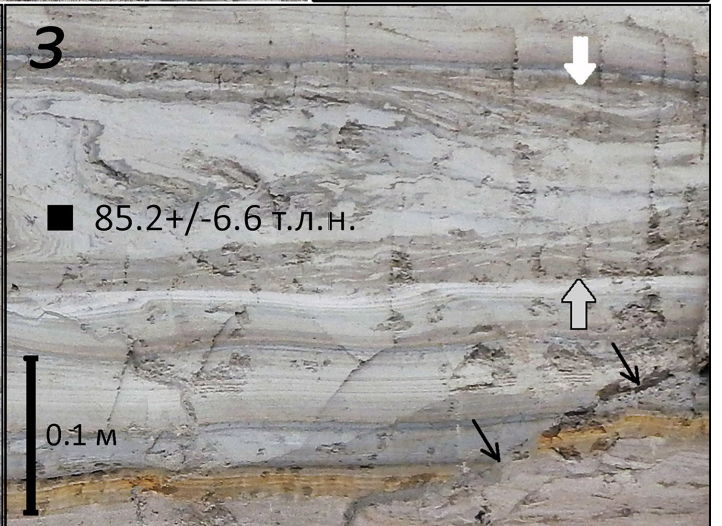
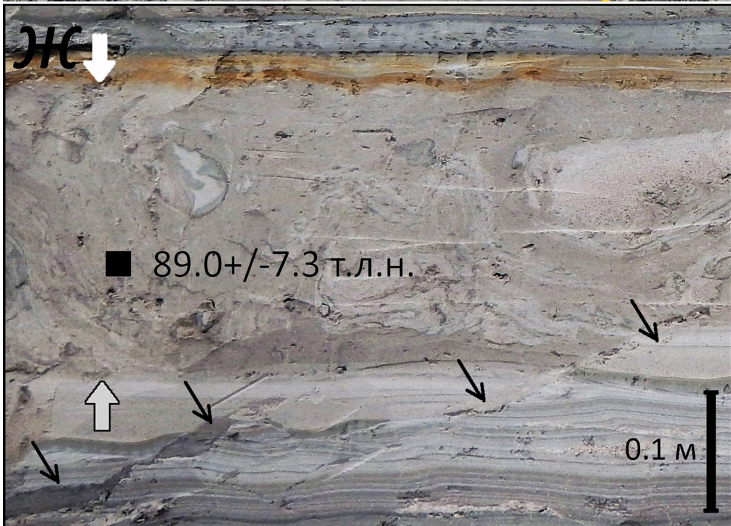
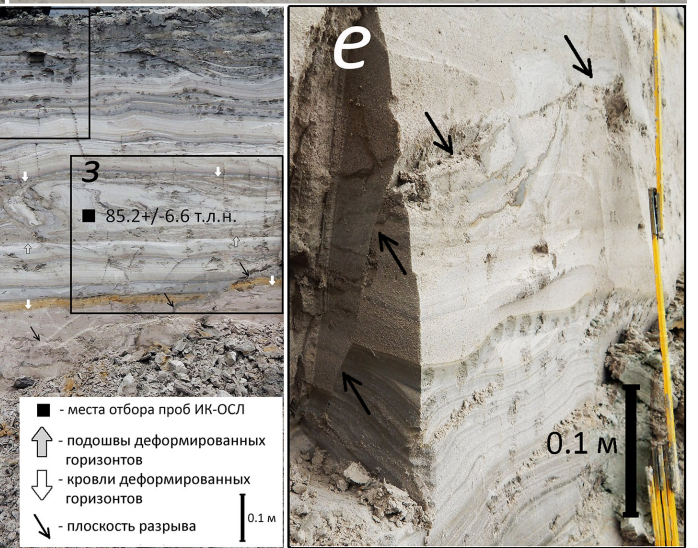
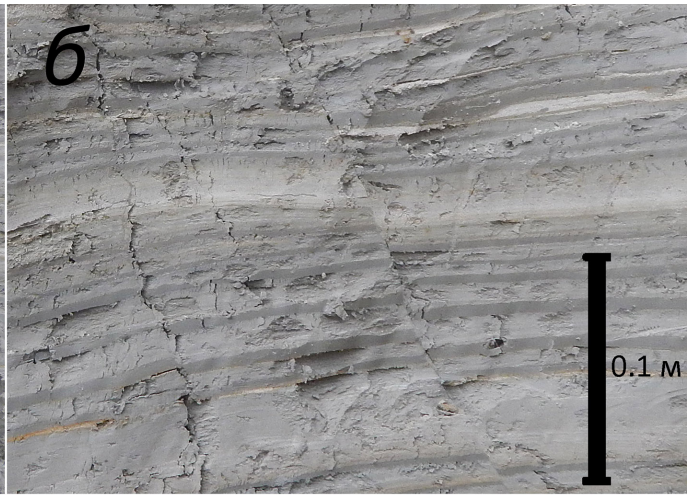
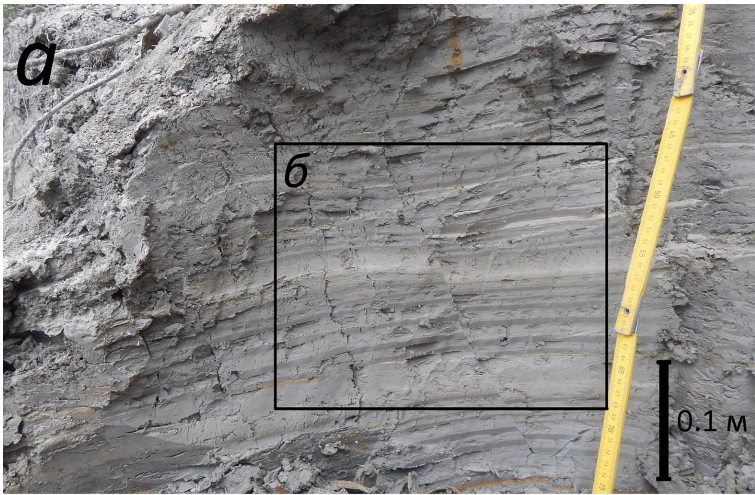




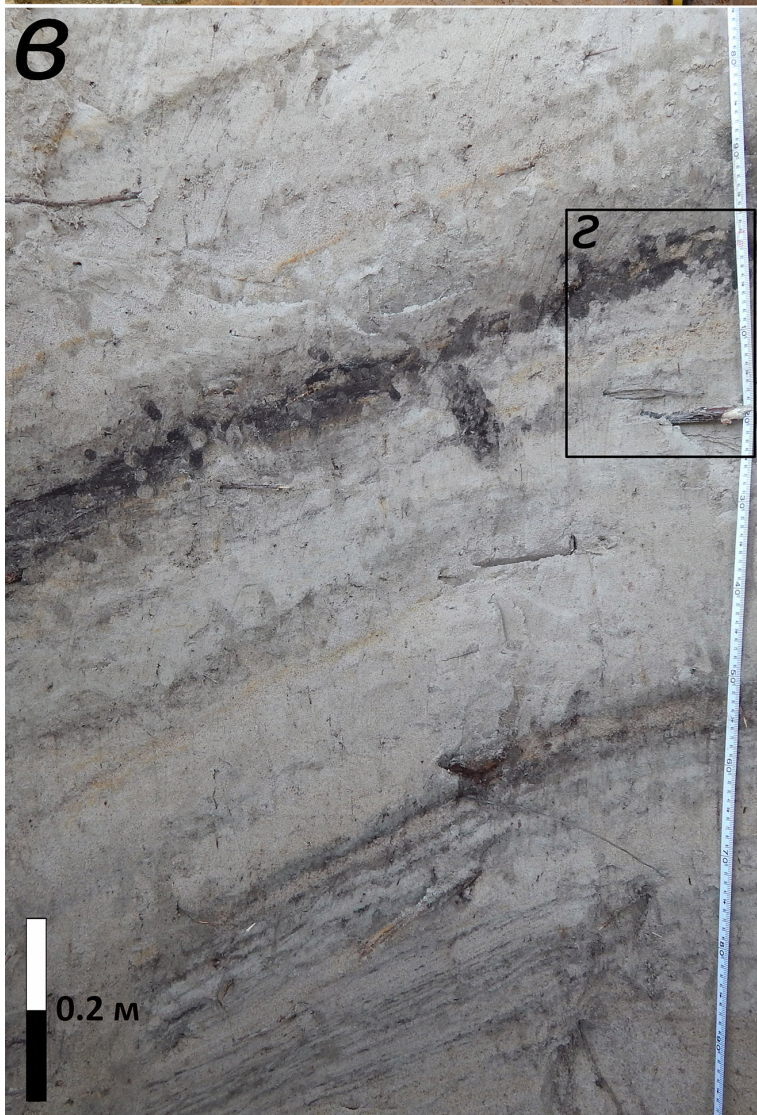
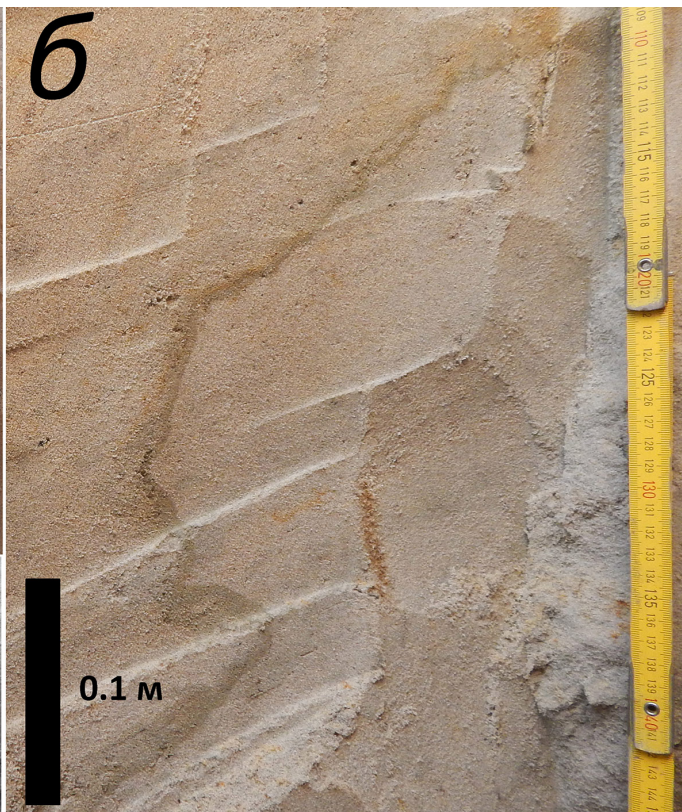
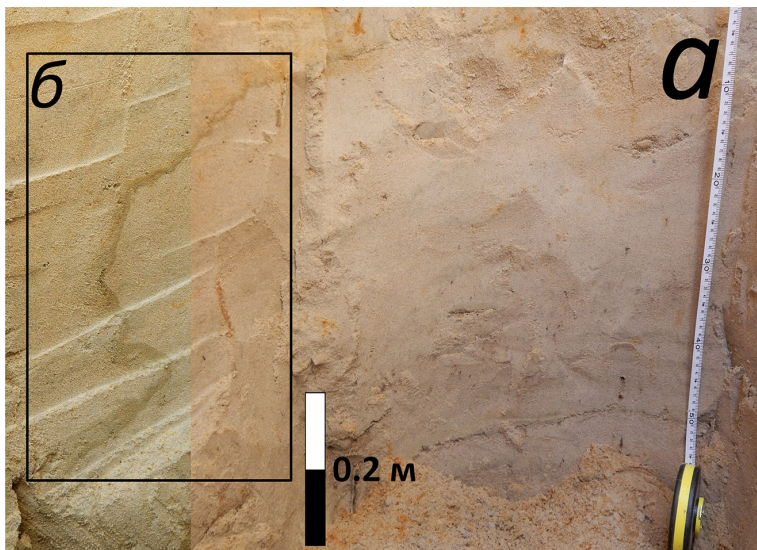


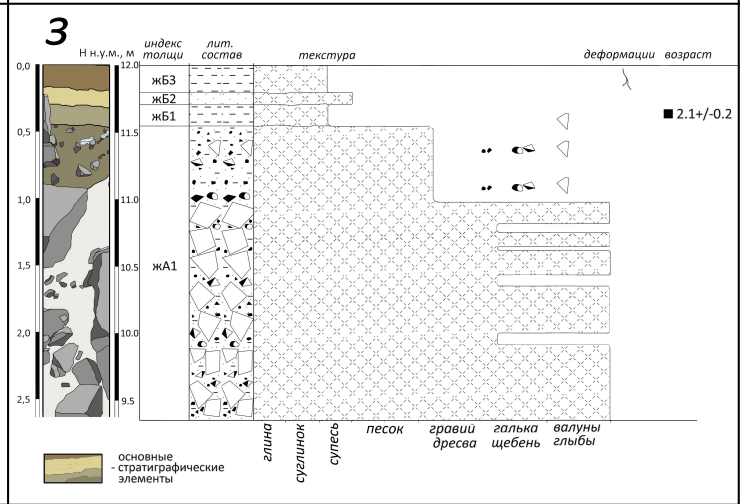
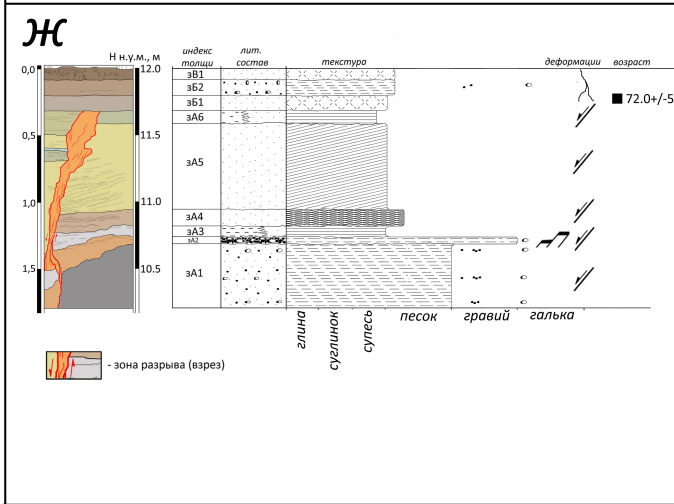
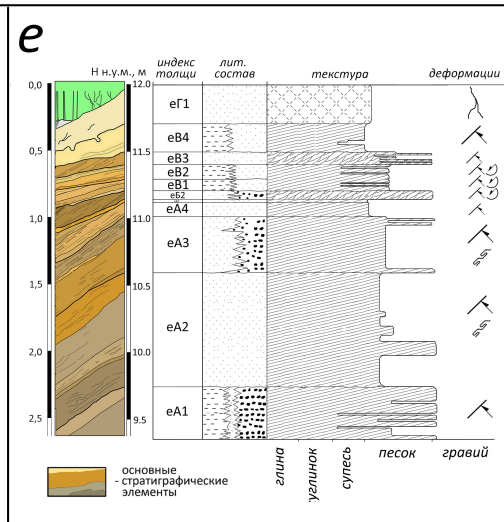
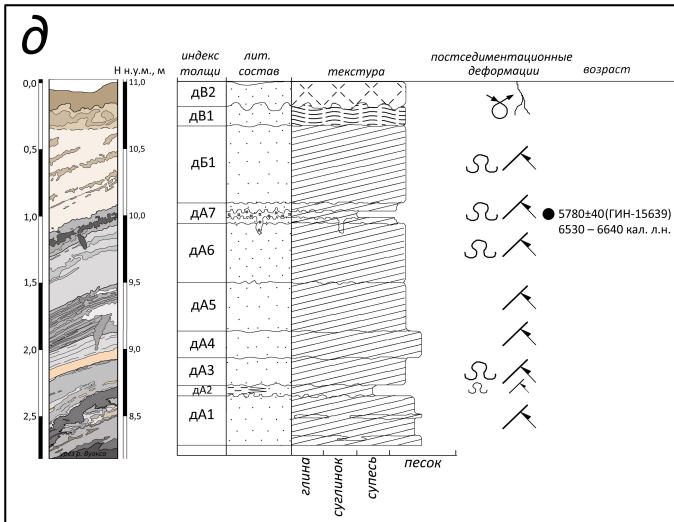
- стратиграфические элементы нижней (песчаной) толщи
- стратиграфические элементы верхней (глинистой) толщи
- стратиграфические границы: а) главные; б) второстепенные; в) отдельных слоев
- разрывные нарушения со смещениями > 10 см (сбросы)
- разрывные нарушения: а) без смещений (трещины); б) со смещениями до 1-2 см (микросбросы)

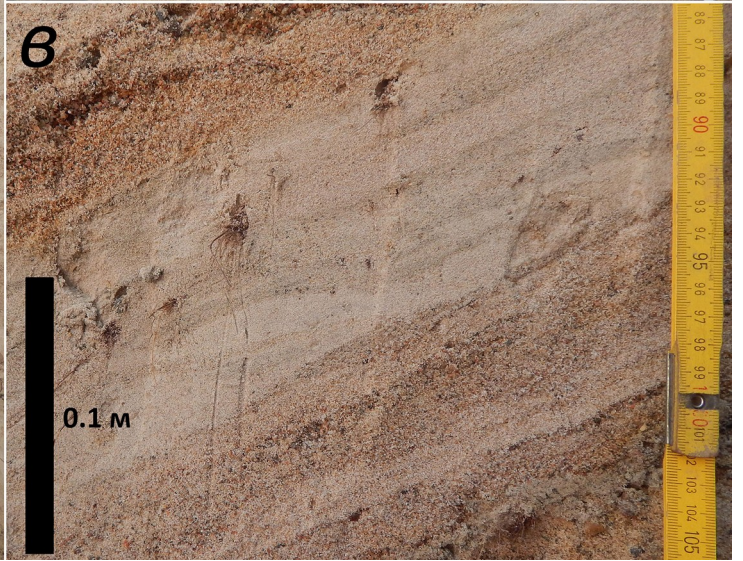


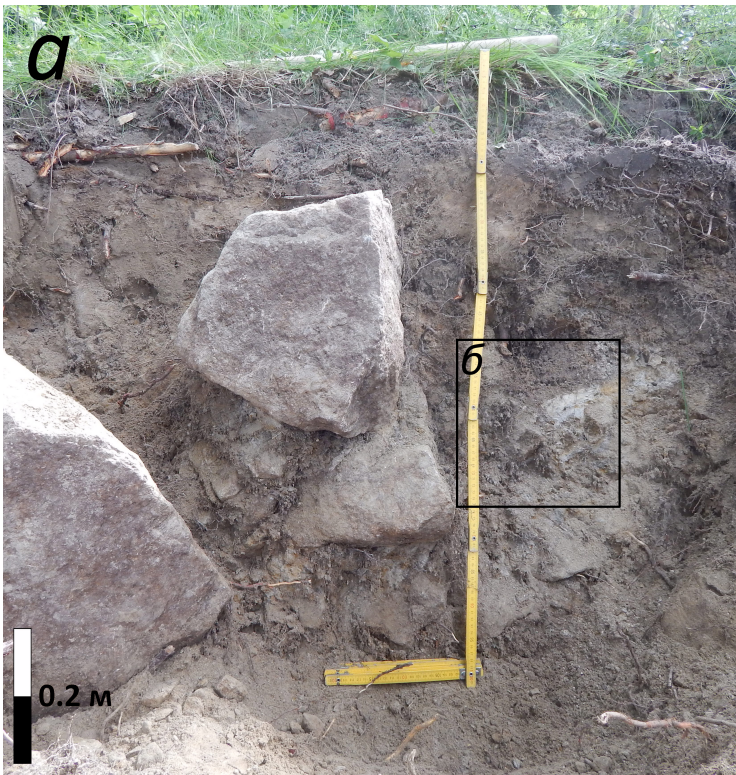


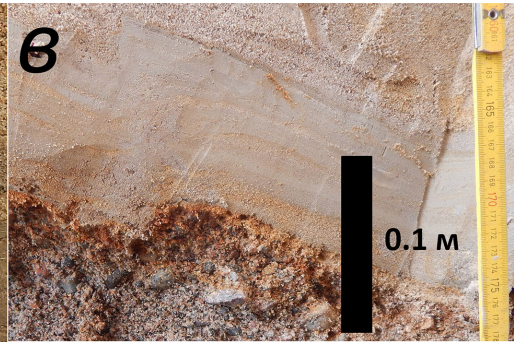
- - места отбора проб ИК-ОСЛ
 - ↑ - подошвы деформированных горизонтов
 - ↓ - кровли деформированных горизонтов
 - ↘ - плоскость разрыва
- 0.1 м

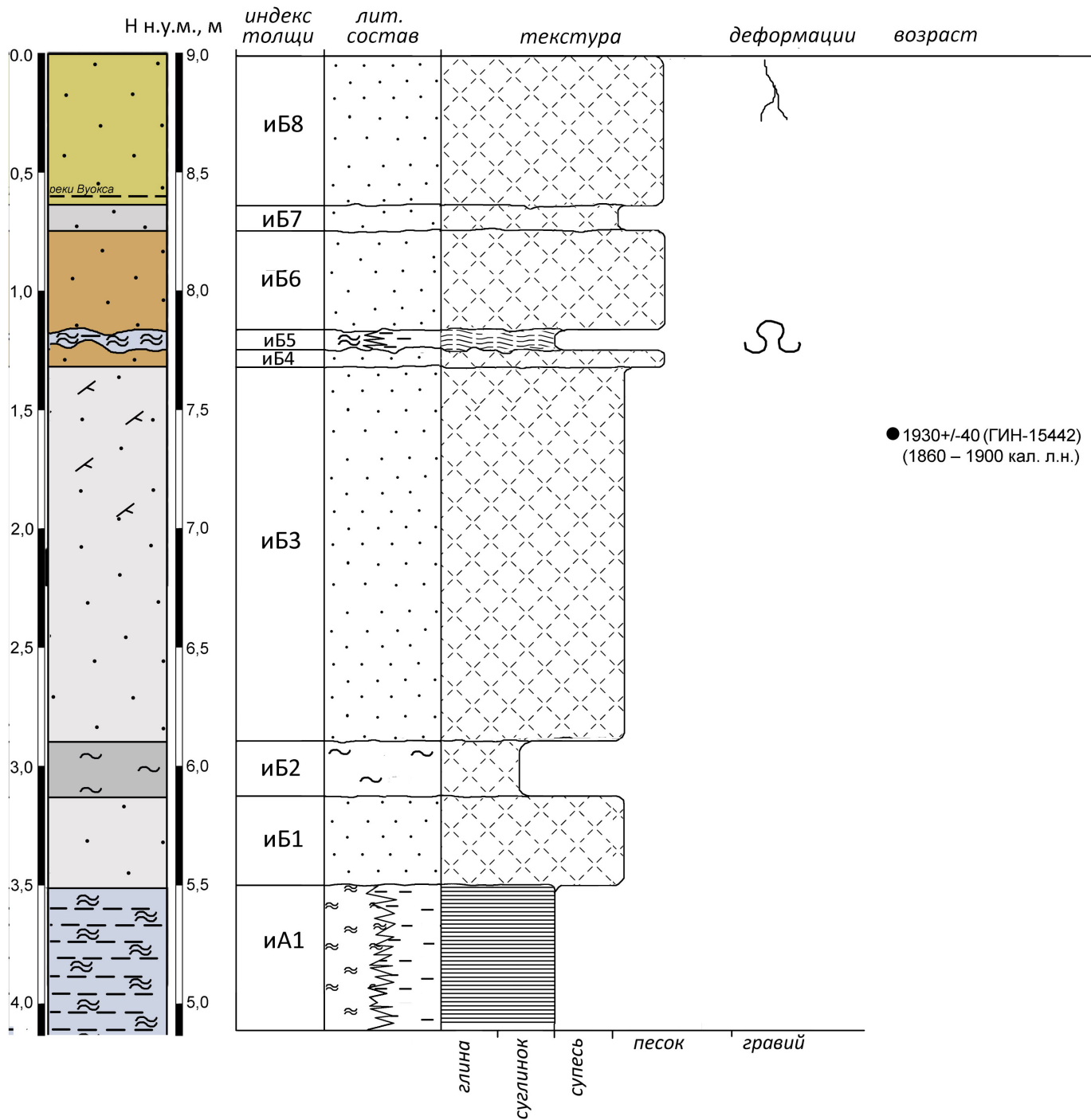


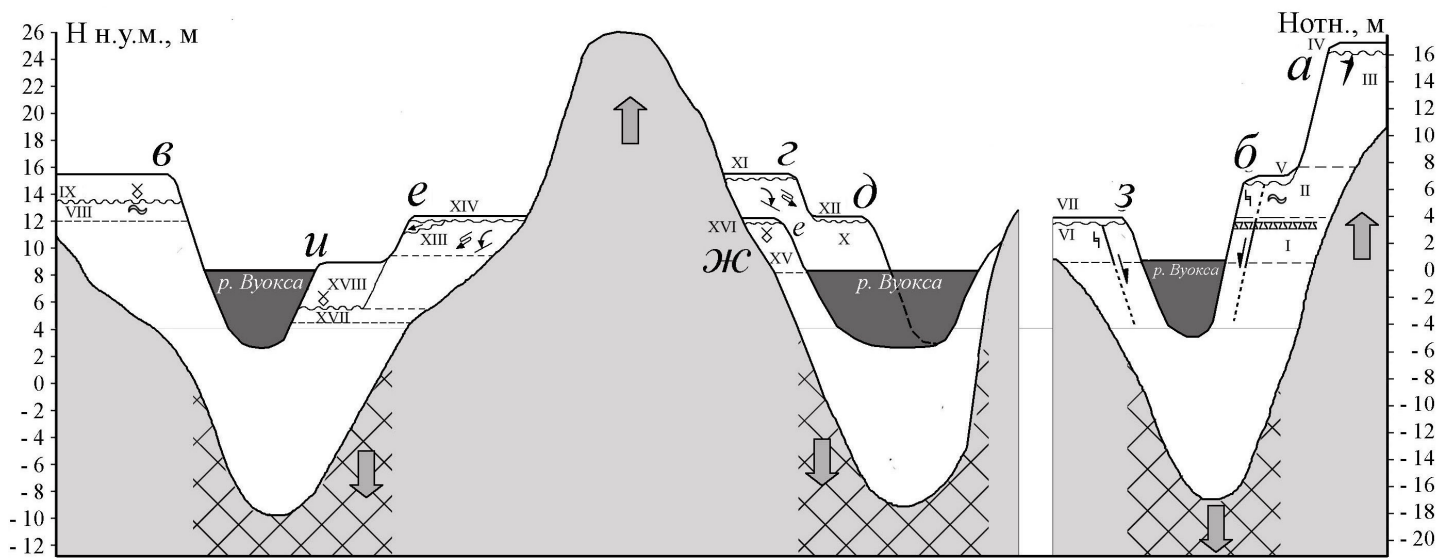












Четвертичные отложения:

- стратиграфические границы:
- а) согласные;
- б) несогласные;
- в) неопределенные

- номера основных толщ

Деформации в рыхлых отложениях:

- разрывы с вертикальными смещениями
- кластические дайки
- горизонты разжижения

- тектонический наклон
- фрагментация слоистой толщи
- внутрислойные гравитационные складки

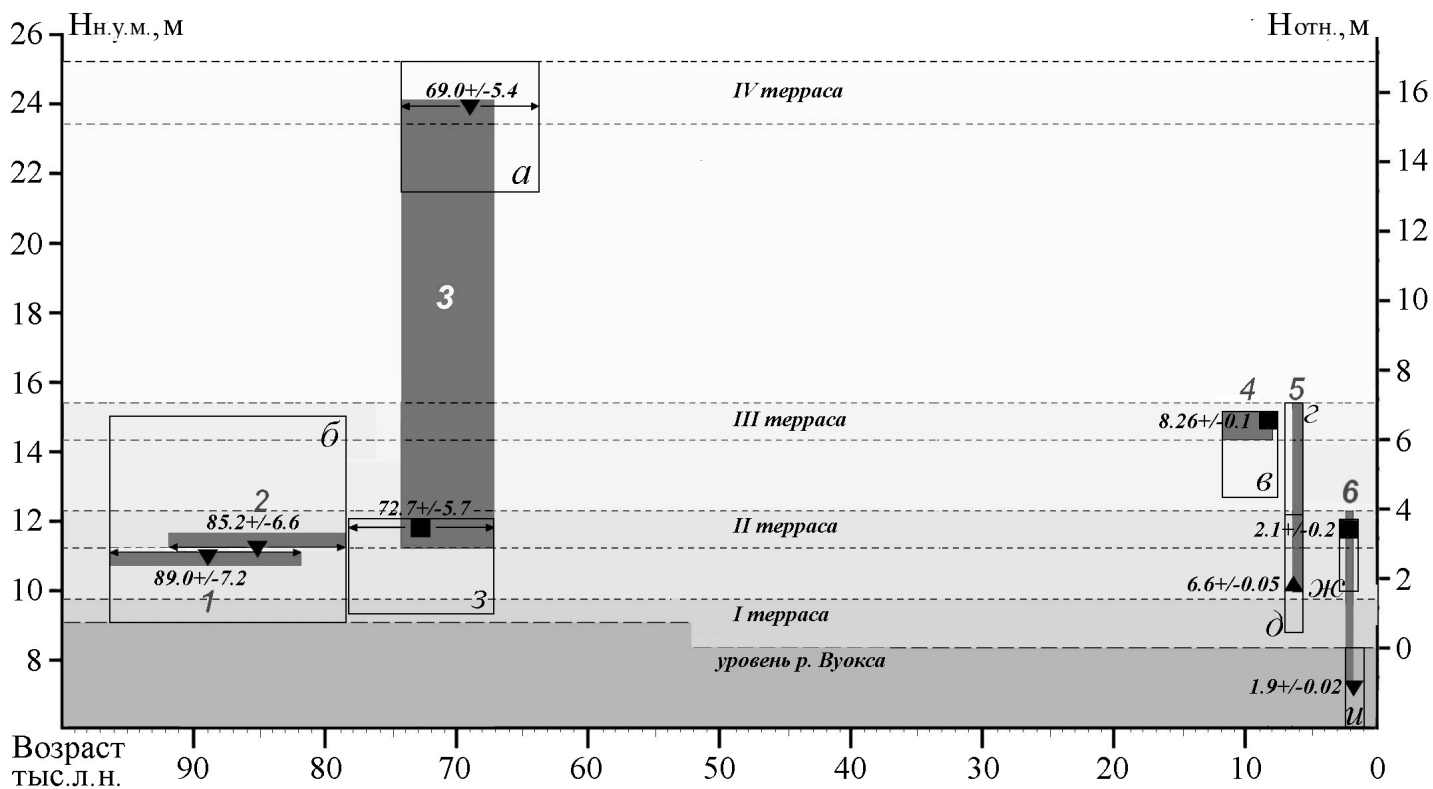
- субаквальные оползни
- микроразрывы
- микроскладки

Дочетвертичный фундамент:

- ненарушенные блоки

- тектонически активные зоны системы Вуоксинского разлома

- относительные вертикальные смещения



Датированные осадки: ▲ - отложенные до события
 ▼ - отложенные синхронно с событием
 ■ - отложенные после события

72,7±5,7 ← → Возраст осадков и ошибка определения
 □ а Датированный разрез и его индекс
 ■ 3 4 Сейсмические события и их номера