Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 8, с. 1135—1152

УДК 551.24+551.43

МОРФОТЕКТОНИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

С.В. Шварев

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Россия

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

Цель работы — выявление морфологически выраженной разломно-блоковой структуры, отождествляемой с новейшим тектоническим этапом, и сопоставление ее с участками проявлений экзогенных процессов, современной, исторической и палеосейсмичности для установления активизированных в постледниковое время разломов.

На основе анализа космических снимков (Landsat-ETM+) и цифровой модели рельефа (GTOPO-30) проведено морфоструктурное дешифрирование территории Кольского полуострова и прилегающей части Северной Карелии с выделением морфолинеаментов и элементарной блоковой структуры. Анализ направлений и протяженности элементарных, единичных (простых) и сложных (эшелонированных, параллельно сопряженных, кулисных) линейных структур и их зон показал, что как для линейных (разломных), так и площадных (блоковых) структур характерно преобладание единой системы северо-западных и северо-восточных разностей с явным доминированием первых и одномодальное распределение протяженности разломов и площади блоков в зависимости от их количества. Это свидетельствует о едином (новейшем) этапе формирования морфотектонического облика территории и об отсутствии дискретной иерархии морфоструктур. Рассчитана степень раздробленности территории на разных глубинах в зависимости от количества и протяженности морфолинеаментов. Определена высокая степень унаследованности морфолинеаментов архейско-протерозойской структуре (≈50 %). Элементарные морфотектонические блоки группируются в составные блоки, ограниченные линейными зонами большой протяженности (100—600 км), которые обладают индивидуальными физиономическими чертами, определяемыми рисунком разрывов, что свидетельствует о характере новейшей динамики и степени унаследованности или переформирования структурного плана.

На основе анализа топографических карт м-ба 1:100 000, каталогов исторических и палеоземлетрясений, а также сводных литературных и собственных данных по палеосейсмодеформациям определена локализация проявлений экзогенных процессов, очагов палео-, исторических и современных землетрясений. Составлена геоинформационная база, с помощью которой проведено моделирование пространственного распределения эндо- и экзогенных признаков тектонической активности и сопоставление с новейшей разломно-блоковой структурой. Выявлено пространственное подобие зон эндогенной и экзогенной активизации и приуроченность их к разломам, определяемым как активизированные в постледниковое время.

Установлено, что наиболее активны в постледниковье—голоцене: а) фланговые элементы Кольского полуострова — вдоль Баренцевоморского побережья, берегов Кандалакшского залива и Горла Белого моря; б) центральная (узловая) часть с Хибинским и Ловозерским массивами; в) субмеридионально- (поперечно) секущие структуры, отделяющие восточную часть полуострова от западной (Хибины—Кола и Хибины—Нива).

Пространственные параметры активизированных зон свидетельствуют о диапазоне силы землетрясений $M \approx 6.5$—7.5, порождаемых этими структурами как в постледниковое время, так и в неоплейстоцене в целом.

Морфотектоника, активные разломы, новейшая разломно-блоковая структура, морфолинеаменты, сейсмичность, палеоземлетрясения, экзогенные процессы, Кольский полуостров

MORPOTECTONICS, SEISMICITY, AND EXOGENOUS PROCESSES OF THE KOLA PENINSULA

S.V. Shvarev

The purpose of this study is to determine a morphologically pronounced fault-block structure identified with the neotectonic stage and compare it with sites with manifested exogenous processes, as well as modern and historical paleoseismicity in order to establish faults activated in the postglacial time.

Based on the analysis of space images (Landsat-ETM+) and a digital elevation model (GTOPO-30), the territory of the Kola Peninsula and the adjacent part of North Karelia is subjected to morphostructural interpretation with identifying morpholineaments and an elementary block structure. It is shown by the analyzing the directions and extent of elementary, single (simple), and complex (echeloned, parallel conjugated, and imbricated) linear structures and their zones that both linear (fault) and areal (block) structures are characterized

© С.В. Шварев✉, 2022

✉e-mail: shvarev@ifz.ru

DOI: 10.15372/GiG2021126

by a predominance of a single system of northwestern and northeastern differences with a clear dominance of the former and unimodal distribution of the extent of faults and the area of blocks, depending on their number. This indicates a single (recent) stage in the formation of the morphotectonic appearance of the territory and no discrete hierarchy the morphostructures. The degree of fragmentation of the territory at different depths is calculated depending on the number and extent of morpholineaments. It is determined that morpholineaments have a high degree of inheritance from Archean–Proterozoic structures (≈50%). Elementary morphotectonic blocks are grouped into composite blocks bounded by linear zones of great extent (100–600 km) having individual physiognomic features determined by fault patterns, which indicates the nature of the neotectonic dynamics and the degree of inheritance or reformation of the structural plan.

The localization of manifestations of exogenous processes, epicenters of paleo-, historical, and modern earthquakes is determined on the basis of the analysis of topographic maps scaled at 1:100,000, catalogs of historical and paleoearthquakes, and the consolidated literature (including the data obtained by the authors of this study) on paleoseismic deformations. A geoinformation base is compiled, which is used to simulate the spatial distribution of endo- and exogenous signs of tectonic activity and compare it with the neotectonic fault–block structure. The spatial similarity of endogenous and exogenous activation zones and their confinement to faults, defined as activated in the postglacial time, are revealed.

It is revealed that the following elements are most active in the postglacial–Holocene. First, flank elements on the Kola Peninsula along the Barents Sea coast, the Kandalaksha Bay shores, and the Gorlo Strait of the White Sea. Second, the central (nodal) part with the Khibiny and Lovozero massifs. Third, submeridional (transverse) secant structures separating the eastern part of the peninsula from the western part (Khibiny–Kola and Khibiny–Niva).

The spatial parameters of the activated zones indicate a range of earthquake magnitudes $M \approx 6.5–7.5$ generated by these structures both in the postglacial period and in the Neopleistocene as a whole.

Morphotectonics, active faults, recent fault–block structure, morpholineaments, seismicity, paleoearthquakes, exogenous processes, Kola Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

Кольский полуостров с маломощным чехлом четвертичных отложений, залегающих непосредственно на породах фундамента, давно стал полигоном для изучения и констатации блокового строения литосферы. Еще в трудах А.П. Карпинского [1919] обоснована взаимосвязанная система продольных (северо-западного простирания) и поперечных (северо-восточных) разрывных дислокаций по восточной периферии Фенноскандинавского щита и, в том числе горстовое поднятие Кольского полуострова, с обрамляющими его грабенами в Кандалакшском заливе и Горле Белого моря, а также со сбросовым уступом вдоль северо-восточного, Баренцевоморского берега. Кроме этого, А.П. Карпинский наметил и северо-западное ограничение Кольского блока, указывая на поперечное направление от Мурманска к юго-западу, в сторону Ботнического залива.

Блоковое строение архейско-протерозойского фундамента, отражающее структурно-вещественные неоднородности, многократно подтверждено и проинтерпретировано с использованием как методов глубинных геофизических исследований, так и дистанционных данных [Земная кора…, 1978; Геофизические исследования…, 1980; Блоковая тектоника…, 1986]. Современные схемы блокового строения древнего заложения не имеют кардинальных различий, хотя роль отдельных ключевых структур, в том числе продольных и поперечных разломов, оценивается по-разному [Балаганский и др., 2006, 2016; Балуев и др., 2012], что отчетливо проявляется и при сравнении материалов разного уровня обобщения [Козлов, 1979; Геологическая карта-схема…, 1980; Геологическая карта…, 2001; Тектоническая карта…, 2010].

Морфологическая выраженность блокового строения с четкими линейными границами в виде уступов или линейных грабенообразных депрессий с конца XIX в. стала для значительного числа исследователей обоснованием признаков новейшей активизации и активных дифференцированных движений Кольского полуострова, систематически обобщавшихся в последние 50 лет [Николаев и др., 1967; Стрелков и др., 1976; Легкова и др., 1977; Земная кора…, 1978; Кошечкин, 1979; Карта…, 1980, 1987, 1997; Трифонов, 1999].

Как в более ранних работах, так и в последних сводках по активным разломам территории [Тектоническая карта…, 2010; Бачманов и др., 2017] их локализация и иерархия существенно отличаются. По сути, позиции авторов сближаются на признании местоположения главных нарушений, определяющих границы Кольского блока и отмеченных около 100 лет назад, хотя и различаются в оценке их характера и роли в новейшей и современной тектонике региона. Они существенно расходятся при рассмотрении нарушений меньшего ранга, формирующих внутреннюю блоковую структуру. Такая

ситуация связана с недостаточным использованием объективных критериев, по которым можно отнести ту или иную линейную структуру к активным нарушениям.

Перечень признаков, позволяющих оценить активность тектонического нарушения, согласно сводке А.А. Никонова [1995], включает 12 групп (геологические, геоморфологические, вулканические, архитектурные и археологические, геодезические, ландшафтные, флюидодинамические, сейсмологические, геофизические, приземно- и собственно атмосферные и электромагнитные), подразделяемых на прямые (первые пять) и косвенные (все перечисленные, за исключением архитектурных и археологических). Из этого перечня для региональной оценки приемлемы и доступны геологические, геоморфологические, ландшафтные и сейсмологические.

Признаки активности разломов в виде позднеплейстоценовых и голоценовых деформаций рельефа и подстилающего рыхлого и коренного субстрата устанавливаются на территории Кольского полуострова уже достаточно давно [Карпов, 1960; Никонов, 1964; Буссен, 1964; Арманд, Арманд, 1966; Кошечкин, 1979; Авенариус, 1989] и по всей территории Кольского полуострова и прилегающей части Северной Карелии [Николаева, 2001, 2006, 2008, 2009, 2014, 2019; Шварев, 2003; Лукашов и др., 2004; Шевченко и др., 2007; Авенариус, 2008; Верзилин, Бобков, 2008, 2009; Зыков и др., 2011; Верзилин и др., 2013; Мараханов, Романенко, 2014; Николаева и др., 2016; Никонов, Зыков, 2017]. В последнее время в связи с проведением морских сейсмоакустических работ появляются свидетельства активности разломов, смещающих голоценовые и позднеплейстоценовые отложения, которые сопровождаются крупными гравитационными образованиями и на прилегающей к Кольскому полуострову акватории [Рыбалко и др., 2013; Шипилов и др., 2017]. Очевидно, что именно в пределах акваторий, окружающих Кольский полуостров, находятся наиболее активные структуры, сеть которых морфологически существенно выразительнее, чем на окружающей суше [Никонов и др., 2015; Шварев и др., 2015; Шварев, Никонов, 2018].

На сопредельных с Кольским полуостровом территориях Северо-Западной Фенноскандии детально и комплексно исследованы разломы протяженностью до первых сотен километров и обладающие всеми признаками активности — современной сейсмичностью, постледниковыми деформациями в рельефе и рыхлых отложениях, проявлениями экзогенных процессов (ЭГП), повторными событиями [Kujansuu, 1964; Lundkvist, Lagerbäck, 1976; Bungum, Lindholm, 1997; Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2004; Lagerbäck, Sundh, 2008; Ojala et al., 2019a,b; Mattila et al., 2019; и др.].

Для территории Кольского полуострова комплексные детальные исследования, позволяющие оценить активность тектонических структур по нескольким критериям с установлением параметров генерируемых землетрясений, пока единичны [Николаева и др., 2016]. По большей части имеющиеся работы оценивают активность разломов по отдельным параметрам: структурно-геологическим [Колодяжный и др., 2019], морфологическим [Лукашов, Романенко, 2010; Митяев, 2014; Зыков, 2015], сейсмологическим [Никонов, Шварев, 2015].

Сложившаяся ситуация определяет актуальность выявления новейшей блоковой структуры Кольского полуострова и ее активизированных элементов на основе регионального сопоставления морфологических, сейсмологических, структурно-геологических, экзодинамических критериев.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

Для выполнения поставленной цели необходимо решить двуединую задачу, решение которой распадается на два основных этапа исследования: 1) выявление новейшей иерархической блоково-разломной структуры; 2) установление ее активизированных элементов.

Выделение новейшей блоково-разломной структуры. Основными пространственными параметрами при выделении разломно-блоковой структуры являются протяженность, простирание и глубина заложения, на основе которых определяется иерархия, степень раздробленности, системные взаимоотношения и др.

Принципиальной основой концепции блоковой делимости являются представления о дискретной структурированности литосферы в виде жестких блоков, окруженных зонами пониженной вязкости (зонами дробления) [Красный, 1984; Садовский и др., 1987]. Новейшие блоки разделяются разломными (в широком тектонофизическом понимании) зонами — разломами с оперением, совокупные подвижки по которым составляют смещение по зоне в целом [Шерман и др., 1991; Семинский, 2008], а поперечные размеры в континентальных условиях деформации значимы по отношению к смежным блокам [Семинский, 2001], внутренняя структура которых может находиться на разных стадиях развития [Семинский, 2003].

При оценке разломно-блоковой делимости важным параметром является глубина проникновения разломов и заложения блоков, определяющая раздробленность на разных уровнях земной коры. Для оценки этих параметров использованы статистически обоснованные эмпирические соотношения:

1) для разломов длиной до 40 км: $H = 1.04L - 0.7$ [Шерман, 2009]; 2) для разломов длиной более 40 км: $H = 2.8L^{0.7}$ [Саньков, 1989]; где H — средняя глубина проникновения разлома, км; L — средняя длина разлома, км.

Картографические модели для анализа разломно-блоковой структуры созданы в м-бе 1:500 000. Методика выделения морфологически выраженной блоково-разломной структуры опирается на совместное использование дистанционных данных среднего пространственного разрешения (15—30 м), полученных с космического аппарата Landsat-ETM+ [http://glcf.umiacs.umd.edu] за период 1999—2004 гг. и глобальной 30-секундной цифровой модели рельефа GTOPO-30 с горизонтальным разрешением около 1 км и вертикальной точностью ±30 м [https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30]. Это обеспечивает нижнюю границу выделения элементарных разрывов протяженностью ≈1 км при выраженности структуры в рельефе по вертикали не менее первых десятков метров. Совмещение топографических и дистанционных данных позволяет дополнить морфологическую составляющую в индикации нарушений ландшафтной при использовании различных комбинаций синтеза многоканальных космических изображений и идентифицировать скрытые звенья блоково-разломной структуры.

Алгоритм выделения разломно-блоковой структуры базируется на интерактивном дешифрировании с применением последовательного изменения масштаба в рамках индуктивного (последовательное выделение элементарных — сложных структур при уменьшении масштаба дешифрируемых материалов) и дедуктивного (первичное выделение крупнейших структур с последовательным определением их составных частей с увеличением масштаба) подходов. В результате выявляются две категории морфолинеаментов в зависимости от масштаба структур. К первой категории относятся морфолинеаменты, в которых можно проследить индивидуальный разрыв с учетом развития по простиранию или вторичных поперечных смещений: а) элементарные (не нарушаемые другими — без пересечений и примыканий); б) единичные или простые (структуры с пересечениями и примыканиями, сохраняющие структурное единство по простиранию); в) сложные (с нарушением единства по простиранию — кулисообразные, эшелонированные структуры). Ко второй категории — морфолинеаментные зоны — системы, объединяющие индивидуальные разрывы. Элементарные блоки выделены по признаку ограничения элементарными разрывами (морфолинеаментами). Блоки высших порядков (составные блоки) определяются ограничениями разломов соответствующего порядка.

Еще один параметр, использованный для анализа, — простирание морфолинеаментов (разломов) и ориентировка блоков. Простирание разломов оценивалось с разрешением 15° на основе интерполяции точек замыкания, а блоков — по простиранию длинной оси между противоположными углами с разрешением 45°. Для разломов значительной кривизны и изометричных блоков ориентировка не оценивалась.

Оценка активности новейшей блоково-разломной структуры. В связи с употреблением терминов «новейшая» и «активизированная» блоковые структуры следует определить, что под этим понимается в контексте работы. Поскольку активизированная блоковая структура предполагает разделение территории активными разломами, то следует обратиться к классификации этих структур. В большинстве классификаций учитываются несколько параметров разломов (направленность, амплитуда и др.), но основным критерием является период, в который произошло смещение. Диапазон оценок варьирует от голоцена [Allen, 1975] до четвертичного периода в целом [Active…,1980] и даже до плиоцена включительно [Atlas…,1989]. По мнению В.Г. Трифонова [1983; Трифонов и др., 1993], необходимым и достаточным для отнесения разлома к активным в подвижных областях является период 100 тыс. лет, а в платформенных, слабоподвижных — 700 тыс. лет. А.А. Никонов [1995] сокращает последнюю цифру до 400 тыс. лет, опираясь на примерный возраст начала пасаденской фазы тектонической активизации, маркируемой низами среднего плейстоцена—поздним плейстоценом [Трифонов, Соколов, 2017].

Для районов плейстоценовых материковых оледенений устоявшимся термином является «постледниковый разлом» (postglacial fault), активизация которых связывается с послеледниковым компенсационным поднятием. Не вызывает сомнений, что постледниковая тектоническая активизация проявлялась в генерировании сильных землетрясений с поверхностным эффектом в виде тектонических разрывов преимущественно в позднеледниковье и раннем голоцене [Mörner, 2004]. Однако свидетельства сильных землетрясений в более позднее время обнаруживаются на всей территории Восточной Фенноскандии на основании палеосейсмологических, археологических и исторических данных [Никонов, 2013] и подтверждаются непосредственно на территории Кольского полуострова инструментально датированными сейсмогенными деформациями средне- и позднеголоценовых осадков [Николаева и др., 2017, 2020]. С другой стороны, при изучении крупных очаговых зон палеоземлетрясений на территории Восточной Фенноскандии [Шварев, Родкин, 2017] очевидно, что значительная часть палеосейсмодеформаций имеет доледниковый возраст, что проявляется, прежде всего, в следах ледниковых воздействий на скальных сейсмодеформациях. Пока еще редкие инструментальные данные, характеризующие доледниковый (межледниковый) возраст сейсмодеформаций в рыхлых осадках, обосновывают такой вывод [Zaretskaya et al., 2019; Шварев и др., 2021]. Это является подтверждением высказываемой ранее точки зрения на суперпозицию изостатических и собственно тектонических движений на территории Фенноскандии [Николаев, 1967] и триггерный эффект изостатических движений, усиливающих соб-

ственно тектоническую природу землетрясений [Никонов, 1977]. Поскольку геохронологические данные о доледниковых событиях весьма ограниченны, то применение предложенных возрастных границ (400—700 тыс. л. н.) для идентификации разломов, проявлявших активность до последнего оледенения, не имеет достоверных оснований. Поэтому в данной работе предлагается к собственно активным отнести постледниковые разломы в расширительном понимании, включающем в период их проявления весь голоцен, что определяет временной интервал для Кольского полуострова 15 тыс. л. н., учитывая время дегляциации этой территории [Stroeven et al., 2016]. Для всех прочих морфологически выраженных разломов предлагается применить термин «потенциально активные» (capable faults), используя предложение В.Г. Трифонова и др. [2002], но с другим временным интервалом, нижняя граница которого четко не фиксируется, но может быть ассоциирована с неоплейстоценом, оцениваемым как последний деформационный этап Кольского полуострова и его окружения [Колодяжный и др., 2019].

Таким образом, нарушения, образующие блоковую структуру, выраженную в современном рельефе, допустимо отнести к потенциально активным в неоплейстоцене, а саму блоково-разломную структуру к новейшей, в то время как часть межблоковых зон деструкции, для которых имеются признаки постледниковой активности, отнести к собственно активным разломам.

Оценка активности разломов осуществлена на основе сопоставления новейшей блоково-разломной структуры с постледниковыми проявлениями экзо- и эндодинамики. С этой целью создана пространственная база данных, включающая: 1) индикаторы проявления ЭГП: а) прямые (обвальные шлейфы, эрозионно-селевые врезы; оползневые тела; водопады; речные пороги), характеризующие зоны развития гравитационных и эрозионных процессов; б) косвенные (вертикальные и крутые уступы, трещины-ущелья), указывающие на возможное развитие здесь, прежде всего, гравитационных процессов; 2) индикаторы сейсмичности: а) палеосейсмические проявления по установленным в результате специальных натурных исследований деформациям в рельефе, скальном субстрате и рыхлых отложениях; в) эпицентры современных и исторических землетрясений с магнитудой (M) от 2 до 6 по данным трех каталогов (по сводным данным USGS [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/]; FENCAT [https://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php] на 2019—2020 гг. и Специализированного каталога землетрясений для задач общего сейсмического районирования (СКЗ ОСР-2012) по состоянию на 2013 г. [http://seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog]).

Следует отметить, что индикаторы ЭГП, в особенности явлений гравитационного ряда, являются и характерными признаками землетрясений в сейсмоактивных регионах. В условиях слабоактивной территории кристаллического Фенноскандинавского щита также обнаружены подобные зависимости для палеоземлетрясений [Ojala et al., 2019a,b], поэтому региональное распределение подобных явлений, их приуроченность к межблоковым зонам является очевидным признаком их сейсмической активности.

Проявления экзо- и эндогенной активности внесены в базу в форме индивидуальных точечных, линейных или площадных объектов на основе анализа топографических карт м-ба 1:100 000, литературных данных с геоинформационной привязкой и координат по каталогам землетрясений. Для количественной оценки и пространственного сопоставления данных создана регулярная пространственная решетка 20×20 км, в границах ячеек которой количество и линейное развитие экзо- и эндодинамических индикаторов активности нормированы по площади. Параметры ячеек визуализированы в изолиниях (ед./км^2; км/км^2) и сопоставлены с определением характерных сочетаний индикаторов активности и выделением зон сочетаний нескольких признаков. Активность разломов определена по их пространственному соответствию постледниковым экзо- и эндогенным проявлениям.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

Новейшее разломно-блоковое строение Кольского полуострова. Совместный анализ космических снимков и ЦМР среднего разрешения позволил выделить на территории Кольского полуострова сеть морфологически выраженных нарушений (рис. 1, *а*). Расчет соотношений индивидуальной протяженности элементарных, единичных и сложных морфолинеаментов (разломов) показывает во всех случаях гиперболически монотонно убывающие функции (см. рис. 1, *г*), свидетельствующие об отсутствии явно выраженной дискретной иерархии. Максимальная протяженность элементарных разрывов достигает 80—90 км, единичных разрывов — 120—130 км, а сложных разрывов — 330 км. Морфолинеаментные зоны развиты в диапазоне длин от 100 до 500 км и более (см. рис. 1, *б*). Категории элементарных и единичных разрывов отражают одномоментное разломообразование, а сложные разрывы и зоны — многоэтапное наращивание зоны деструкции как в длину, так и в ширину или смыкание нескольких зон. Исходя из этого, согласно эмпирическим закономерностям, установленным для стабильных континентальных регионов [Wells, Coppersmith, 1994], можно оценить максимальную моментную магнитуду землетрясений, свойственную новейшему этапу тектонического развития Кольского полуострова M = 7.5.

Из соотношений длины и глубины проникновения разломов [Саньков, 1989; Шерман, 1977, 2009] и установленного удельного количества разрывных нарушений на единицу площади (см. рис. 1, *д*) сле-

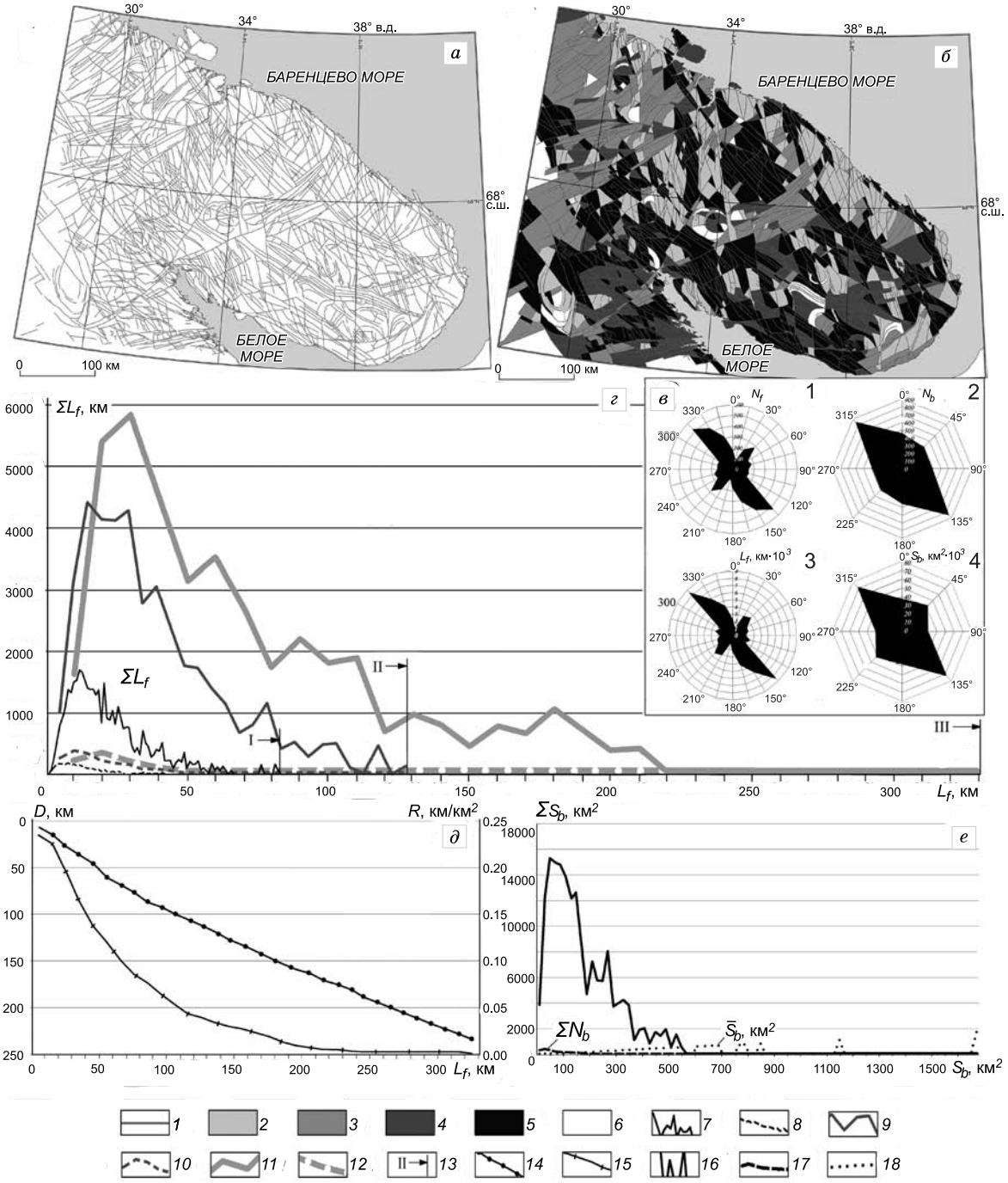

Рис. 1. Элементарные разломы и морфотектонические блоки Кольского полуострова:

а — элементарные морфолинеаменты по материалам интерпретации дистанционных данных среднего разрешения: космических снимков Landsat-ETM+ и цифровой модели рельефа GTOPO-30; *б* — элементарная блоковая структура и ориентировка блоков; *в* — распределение направлений разрывов и ориентировки длинных осей блоков: для разломов: 1 — по количеству (N_f); 2 — по протяженности (L_f, тыс. км); для блоков: 3 — по количеству (N_b); 4 — по площади (S_b, тыс. км^2); *г* — распределение суммарного количества (ΣN_f) и суммарной протяженности (ΣL_f, км) разломов по интервалам длины в зависимости от протяженности (L_f, км); *д* — расчетные глубина проникновения разломов (D_f, км) и раздробленность (R, км/км^2) на разных глубинах в зависимости от количества разломов различной протяженности (L_f, км); *е* — распределение суммарных количеств элементарных блоков (ΣN_b) и площади (ΣS_b, км^2), и средней площади (S_b, км^2) по интервалам в зависимости от площади элементарных блоков (S_b, км^2). Условные обозначения к схемам *а* и *б*: *1* — блокоразделы; ориентировка длинных осей блоков: *2* — субмеридиональная; *3* — СВ-ЮЗ; *4* — субширотная; *5* — СЗ-ЮВ; *6* — неопределенная; к схеме *г*: зависимость количества и суммарной протяженности от интервала: элементарные разрывы: *7* — протяженность; *8* — количество; единичные разломы: *9* — протяженность; *10* — количество; сложные разломы, зоны разломов: *11* — протяженность; *12* — количество; *13* — максимальная протяженность разломов (I — элементарных; II — единичных; III — сложных); к схеме *д*: *14* — расчетная глубина разломов; *15* — расчетная раздробленность в зависимости от глубины; к схеме *е*: площадь и количество элементарных блоков в зависимости от интервала: *16* — суммарная площадь; *17* — суммарное количество; *18* — средняя площадь.

дует, что глубина проникновения разломов почти линейно нарастает с увеличением протяженности индивидуальных структур, достигая максимума ≈240 км при протяженности ≈330 км. Раздробленность (делимость) с глубиной убывает по экспоненте от максимума в поверхностном слое (0.24 км/км^2) до 0.125 км/км^2 на глубине 50 км, ≈0.05 км/км^2 (≈100 км), ≈0.02 км/км^2 (≈150 км) и менее 0.01 км/км^2 на глубинах более 200 км.

Ориентировка разрывов на изучаемой территории (см. рис. 1, *в*) подчинена двум генеральным направлениям с максимумами 135/315° (СЗ) и 45/235° (СВ), образующим диагональную систему нарушений при абсолютном преобладании СЗ направления, что свидетельствует о едином поле напряжений, под воздействием которого сформировалась обновленная морфоструктура Кольского полуострова, по-видимому, при СЗ сжатии и СВ растяжении, сопровождаемом сдвигами, соответствующими генеральному направлению.

Ориентировка блоков (см. рис. 1, *в*) совпадает с простиранием индивидуальных разрывов, подтверждая единое поле напряжения, сформировавшее новейшую морфоструктуру. Однако пространственное распределение блоков (см. рис. 1, *б*) показывает территориальную перегруппировку элементарных блоков, объединяющихся в составные. Площадь элементарных блоков варьирует от 40—60 до 540—560 км^2 с максимальными величинами единичных блоков до 1700 км^2. Соотношение количества и площади элементарных блоков аналогично соотношениям протяженности разрывов (см. рис. 1, *е*).

Поскольку приращение длины как индивидуальных морфолинеаментов, так и морфолинеаментных зон образует монотонный ряд (см. рис. 1, *г*), то их иерархия определена условно с регулярным интервалом 100 км, при котором выделены шесть градаций: < 100 км; 100—200; 200—300; 300—400; 400—500 и > 500 км (рис. 2, *а, б*). На всех уровнях проявляется сочетание систем СЗ (1) и СВ (2) нарушений с преобладанием 1-й, и значительно менее распространенные субмеридиональные (ССЗ) нарушения, которые, тем не менее, играют значительную роль в блоковой делимости на уровне нарушений 200—400 км (см. рис. 2, *б* 1, 2).

Сопоставление морфолинеаментов с установленными по комплексу геолого-геофизических признаков разломами архейско-протерозойского кристаллического фундамента и, отчасти, рифейских структур [Козлов, 1979; Геологическая карта…, 2001; Тектоническая карта, 2010] (см. рис. 2, *в* 1—3) показывает высокую степень их унаследованности (≈50 % прямого пространственного соответствия) (см. рис. 2, *в* 4). Это свидетельствует о безусловно тектонической природе морфолинеаментов как унаследованных, так и неунаследованных (новообразованных), но связанных в единый новейший структурный парагенез.

Блоковая структура, образованная зонами деструкции протяженностью более 200 км, включает более 30 блоков (см. рис. 2, *д*). Большая часть из них (1, 2, 4—6, 9, 10, 12—14, 18, 19, 24—27, 31, 32) сопоставима по размерам друг с другом и с нарушениями, формирующими делимость на этом уровне и, очевидно, определяют устойчивые, консолидированные ядра блоковой дифференциации. Другая часть имеет существенно меньшие размеры. Их структурная позиция промежуточная, границы образованы нарушениями более высоких порядков и отнесение к тому или иному соседнему блоку не имеет формальных оснований. Среди них различаются блоки, группирующиеся по линейным границам (20—23) и в узлах сочленений крупных блоков (3, 7, 11, 15—17, 28, 30).

Сопоставление новейшей блоковой структуры с тектоническими районами, выделенными на близком уровне генерализации [Балуев и др., 2012; Балаганский и др., 2016] (см. рис. 2, *г*) показывает сходимость в существенных чертах: Мурманский составной террейн практически совпадает с блоками 3, 5, 8—11, восточная часть Центрально-Кольского террейна отвечает блокам 6 и 12, Беломорский террейн в основных контурах близок сочетанию блоков 13, 15, 19—22, 24—28, 29—31, Карельский террейн совпадает с блоками 23, 24, 32, границы Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса отчасти совпадают или обрамляются новейшими зонами деструкции, совпадают и ограничения Кольской глыбы вдоль Мурманского побережья и по Кандалакшскому грабену (в большей степени вдоль Карельского берега). Преобладающая СЗ ориентировка унаследована от древних зон консолидации и деструкции и проявляется в СЗ простирании наиболее протяженных и широких морфолинеаментных зон (I.1—I.3) (см. рис. 2, *а, б* 5).

С другой стороны, очевидна и новейшая структурная перестройка, проявившаяся в развитии характерных черт, среди которых выделяются основные:

1) система СВ нарушений, рассекающих весь Кольский полуостров (IV.9, 10, 12, 19) (см. рис. 2, *а, б* 2);

2) субмеридиональная Транскольская зона (III. 3) (см. рис. 2, *а, б* 3);

3) СЗ простирания параллельные зоны от вершины Кандалакшского залива в развитие (пропагацию) Кандалакшского грабена к западу (V.75, 79) (рис. 2, *а, б* 2);

4) СЗ зона от ЮЗ фланга Хибинского массива к западу до о. Инари (II.2) (рис. 2, *а, б* 4).

Сочетание этих новейших зон деструкции определяет крупнейшие узловые сочленения блоков в районе южного замыкания котловины оз. Ловозеро и восточного замыкания котловины оз. Имандра.

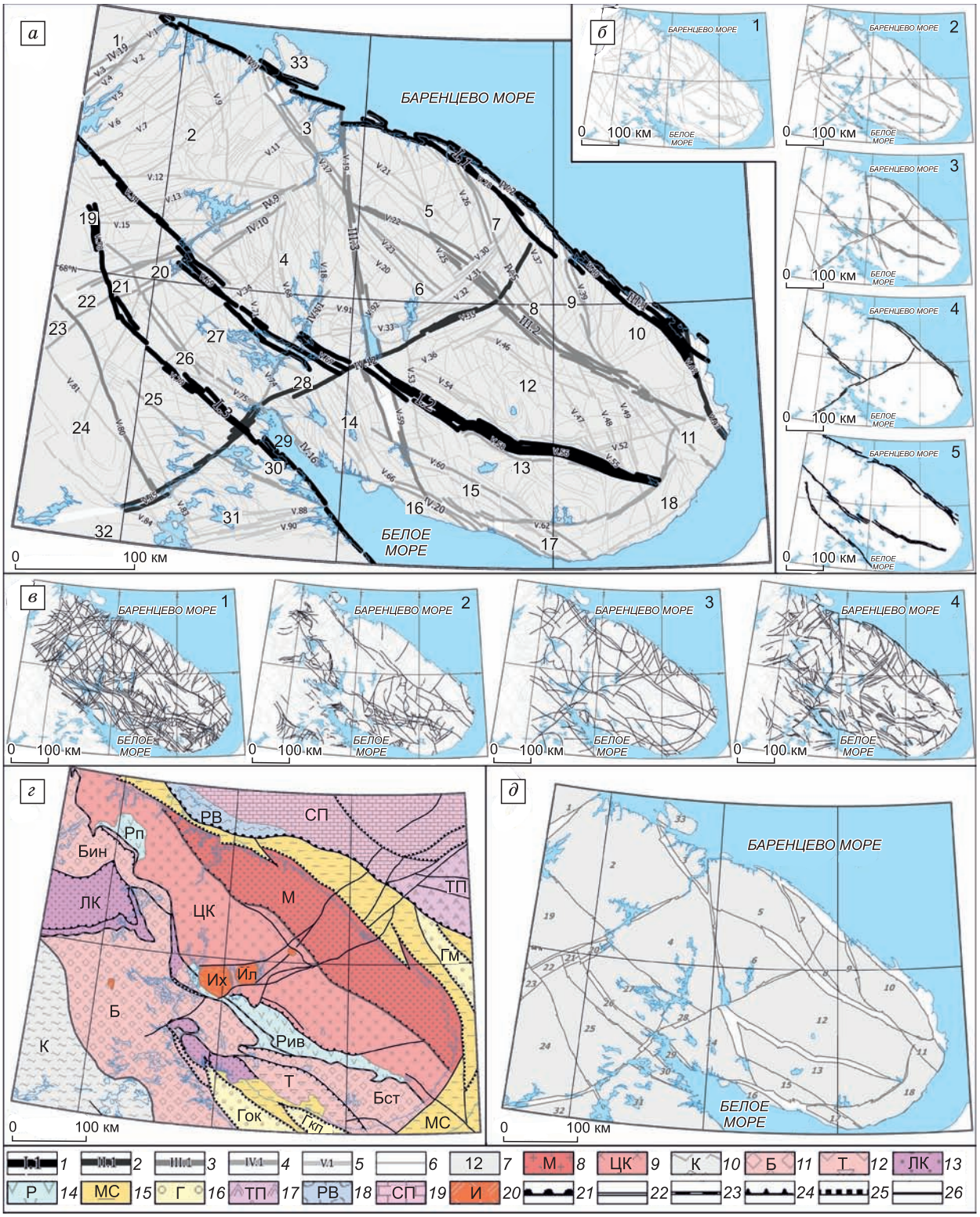

Рис. 2. Иерархия и унаследованность морфологически выраженной блоковой структуры:

а — сводная схема морфологически выраженных разломов различной протяженности и блоков, выделенных на уровне делимости территории разломами протяженностью более 200 км; *б* — делимость территории зонами деструкции на иерархических уровнях по протяженности (1—5): 100—200; 200—300; 300—400; 400—500; более 500 км; *в* — разломы в кристаллическом фундаменте, выделенные геологическими и геофизическими методами: 1 — по [Козлову, 1979]; 2 — по [Геологическая карта…, 2001]; 3 — по [Тектоническая карта…, 2010]; 4 — унаследованность новейшими разломами архейско-протерозойской разломной структуры; *г* — сводная тектоническая схема [Балуев и др., 2012; Балаганский, 2016]; *д* — новейшая блоковая структура на уровне делимости разломами протяженностью более 200 км. Условные обозначения: иерархическое разломно-блоковое строение по морфологическим данным (схемы *а*, *б*, *д*), морфолинеаменты протяженностью: *1* — более 500 км (I порядка); *2* — 400—500 км

Возможно, постумное новейшее воздымание Хибинского и Ловозерского массивов [Жиров и др., 2018] не в последнюю очередь связано с их узловой морфоструктурной позицией.

Сочетание СВ (IV.13,14) и субмеридиональных (V.18,19) зон в направлении от Кольского залива к Хибинскому массиву и к вершине Кандалакшского залива маркирует границу восточной (собственно полуостровной) и западной (материковой) частей Кольского полуострова. Пограничный характер субмеридиональной зоны, проявляющийся в различии рисунка морфолинеаментов, сопряжен с унаследованными правосдвиговыми движениями по зоне V.19 [Геологическая карта…, 2001; Тектоническая карта…, 2010].

Различия в новейшей геодинамике отчетливо проявляются в пространственном рисунке зон деструкции, отделяющих блоки по периферии Кольской глыбы:

1) крупнейшая Мурманская зона (I.1) на всем своем протяжении сопровождается продольными к ее простиранию грабенами, формирующими в рельефе заливы, проливы, устьевые участки долин и связанными с растяжениями в зоне сдвига, фиксируемого геологическими методами [Тектоническая карта…, 2010; Зыков, 2015];

2) блоки, расположенные по северной периферии Кольского полуострова и наследующие Мурманский составной террейн, динамически связаны с Мурманской зоной деструкции, что проявляется в развитии S-образных в плане, субмеридионального (ССЗ) простирания, межблоковых зонах, отражающих левосдвиговую кинематику по границе Мурманского террейна;

3) по восточной периферии Кольского полуострова дуговой разлом V.62 отделяет внешнюю часть (блок 18) от внутренней (блоки 12, 13);

4) по южной периферии такую же роль играет структура V.50, подставляемая разломом IV.20.

Следует отметить различия формы в плане дуговых разломов, обрамляющих Кольский полуостров вдоль СВ, В, ЮВ и Ю побережий: прогиб дуг разломов в обрамлении Мурманского (V.43) и Кандалакшского (Терского) (V.60; IV.20) берегов обращен в сторону материка, а развитых вдоль Горла Белого моря (V.62) — в сторону акватории. Связывая эти различия с новейшими тектоническими напряжениями, следует ожидать преобладание сбросовой кинематики разломов в условиях северо-восточного растяжения в первом случае и взбросонадвиговой, характерной для северо-западной ориентировки оси сжатия — во втором. Такая картина соответствует новейшему продвижению Кольской глыбы относительно своего обрамления с северо-запада к юго-востоку [Зыков и др., 2008; Колодяжный и др., 2019].

В западной части Мурманского побережья (блок 2) буферная зона по обрамлению Кольской глыбы отсутствует, появляясь только в районе п-ова Рыбачий, что подтверждает разницу геодинамических условий «материковой» и «полуостровной» частей. Для западной части (блоки 1 и 2) характерно преобладание протяженных субпараллельных СВ нарушений, определяющих развитие грабенов котловины оз. Инари и Мурманского побережья. В отличие от восточной части Кольского полуострова, формирование новейшей морфоструктуры здесь происходит в условиях СЗ растяжения.

Экзогенные процессы и сейсмичность в сопоставлении с новейшей блоково-разломной структурой. Региональные особенности распространения экзогенных геологических процессов на территории Кольского полуострова отличаются крайней неравномерностью, за исключением, пожалуй, почти повсеместных речных порогов как индикаторов невыработанного продольного профиля и продолжающейся глубинной эрозии рек.

Наибольшее развитие на Кольском полуострове получили обвалы (рис. 3, *а, в*). Максимальная по площади распространения и количеству проявлений (до 0.25/км^2) зона почти сплошного проявления обвалов вытянута вдоль Мурманского побережья от Варангер-фьорда до устья р. Воронья и имеет максимальную ширину в районе Кольского залива и по долине р. Кола 80—100 км. Вторая по значимости зона концентрации обвальных явлений — горные массивы Хибин и Ловозерских тундр, где количество проявлений достигает 0.2 и 0.15/км^2 соответственно. Относительно высокими плотностями распространения обвалов отличаются горные массивы Келесуайв (юго-восточнее Ковдора) (0.05/км^2), Монче- и

(II порядка; *3* — 300—400 км (III порядка); *4* — 200—300 км (IV порядка); *5* — 100—200 км (V порядка); *6* — менее 100 км; *7* — блоковая структура на уровне делимости IV и более низких порядков; тектоническое районирование и разломы (схемы *в, г*): Восточно-Европейский кратон, Балтийский щит: *8* — Мурманский составной террейн (М); *9* — Центрально-Кольский составной террейн (ЦК); *10* — Карельский составной террейн (К); *11* — Беломорский составной террейн (Бст — Стрельнинский террейн; Бин — террейн Инари); *12* — Терский террейн (Т); *13* — Лапландско-Ковицкий гранулитовый пояс (ЛК); *14* — палеопротерозойский рифт (Рив — Имандра-Варзугская зона; Рп — Печенгская зона); *15* — плитная часть Восточно-Европейского кратона (Мезенская синеклиза (МС)); *16* — рифтогенные грабены (Гок — Онежско-Кандалакшский; Гкп — Керецко-Пинежский; Гм — Мезенский); *17* — Тимано-Печорская плита (ТП); *18* — складчатые рифейско-вендские образования (РВ); *19* — Свальбардская плита (СТ); *20* — проявления среднепалеозойского магматизма (массивы — Их — Хибинский, Ил — Ловозерский — ультраосновного-щелочного комплекса; *21* — конвергентная граница литосферных плит; разломы: *22* — границы составных террейнов; *23* — граница орогенного ядра; *24* — взбросы и надвиги; *25* — сбросы; *26* — прочие крупные разломы.

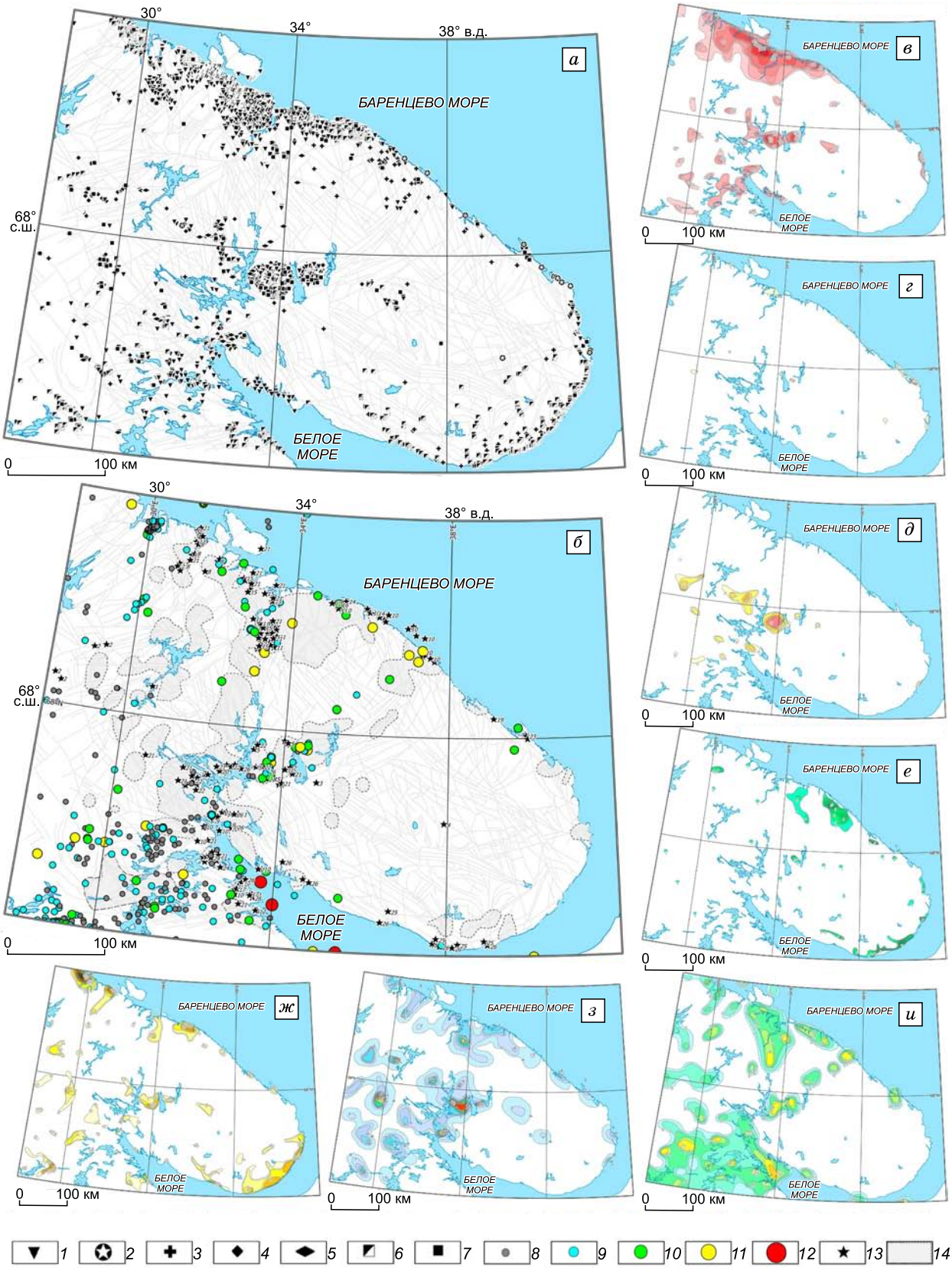

Рис. 3. Проявления ЭГП и сейсмичность:

а — основные зоны распространения ЭГП; *б* — современная и палеосейсмичность; пораженность территории (количество случаев/400 км² (*c*/*S*)): современными ЭГП — *в* — обвалы; *г* — сели и временные водотоки (*c*/*S* в изолиниях 0; 1; 2; 3; 4; 5); *д* — блоковые оползни (*c*/*S* в изолиниях 0; 1; 5; 10; 20; 40); *е* — речная эрозия (водопады) (*c*/*S* в изолиниях 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9); вероятными проявлениями активной тектоники и тектогенного морфогенеза (высокоградиентные формы рельефа), *ж* — крутые уступы и вер-

Волчьих тундр, Лувеньгских тундр, участки побережий Кандалакшского залива в районе Порьей губы — п-ова Турий и Горла — Воронки Белого моря севернее устья р. Поной (до 0.025/км^2), вершинной части Кандалакшского залива с развитием на юго-запад в направлении рек Иова, Оланга и оз. Паанаярви, где наблюдается субширотно локализованная зона. Кроме основных зон распространения обвалов насчитывается еще около 15 локальных участков, сконцентрированных, преимущественно, в западной части территории и по побережью Баренцева моря (районы устья р. Варзина, п-ова Святой Нос).

Блоковые оползни (см. рис. 3, *а, г*) выделены в определенной степени условно, по характерной форме фронтальных уступов и вероятных стенок отрыва, отраженных в изолиниях крупномасштабных топографических карт. Насчитываются 12 локальных зон, большая часть из которых (7) сосредоточена вдоль северного и восточного побережий Кольского полуострова. Здесь же наблюдается и максимальная концентрация (до 0.01/км^2) на участке от м. Святой Нос до м. Городецкий. Остальные участки расположены в массивах Хибин, Сальных и Ловозерских тундр и в среднем течении р. Поной.

Врезы, связанные с эрозией временных водотоков, селевой деятельностью имеют максимальную концентрацию в пределах Хибинского массива (до 0.1/км^2) (см. рис. 3, *а, д*). В течение голоцена здесь развивались в парагенезе эрозионные, водоснежные, лавинные, оползневые (оползни-сплывы) и селевые процессы при преобладании последних [Романенко, Шиловцева, 2016]. Существенные зоны развития селей наблюдаются в массивах Волчьих, Сальных тундр, горы Нюрмтундра на водоразделе рек Лотта и Нота и Лувеньгских тундр (0.013—0.025/км^2). Остальные проявления эрозионно-селевой деятельности локализованы на 10 участках преимущественно в центральной — юго-западной части территории с единичным проявлением на побережье Горла Белого моря между устьями рек Поной и Сосновка.

Единичные проявления интенсивной глубинной эрозии в виде водопадов наблюдаются практически на всей территории Кольского полуострова (см. рис. 3, *а, е*). Аномальные зоны сосредоточения водопадов явно тяготеют к побережьям. Несколько слившихся зон локализации развиты в узкой прибрежной зоне практически вдоль всего Горла Белого моря (до 0.02/км^2). Более обширные, с развитием в глубь территории зоны характерны для Мурманского побережья в районах бассейнов рек Териберка, Харловка и Воронья. Заметные сосредоточения водопадов на внутриматериковой части Кольского полуострова приурочены к массиву Ловозерских тундр и водоразделу рек Печенга и Патсойоки (гора Куорпукас) в северо-западной части территории.

Отвесные обрывы и крутые уступы (см. рис. 3, *а, ж*) как индикаторы, с одной стороны, проявлений экзогенных процессов, а с другой, — структурно-тектонических неоднородностей, распространены по всей территории с тяготением к западной части и фланговым (береговым) участкам. Характерные участки приурочены к побережью Варангер-фьорда (0.1—0.2/км^2), губы Орловка, Горла Белого моря, приустьевой части р. Варзуга, междуречья рек Кола и Териберка, в массивах Хибин и Ловозерских тундр (0.05—0.1/км^2).

Такую же индикационную эндоэкзогенную роль играют и широко распространенные на территории Кольского полуострова трещины, ущелья, рассекающие водоразделы, межгорные седловины и склоновые ступени (см. рис. 3, *а, з*). Для участков развития трещин-ущелий характерно тяготение к западной половине территории, центральной части и северного—северо-восточного побережья. Основными зонами сосредоточения являются Хибины (0.05/ км^2), Ловозерские (0.04/ км^2), Лувеньгские (0.03/ км^2), Волчьи тундры (0.02/ км^2), междуречье рек Лотта и Нота (0.03/ км^2), Печенга и Патсойоки (0.03/ км^2), верховьев Ены, Гирваса и Тунтса-Йоки (0.04/ км^2), Колы и Териберки (0.03/ км^2).

Прямыми показателями эндогенной активности Кольского полуострова являются землетрясения (см. рис. 3, *б*). Самое раннее из исторически зафиксированных землетрясений произошло в 1542 г. в Кандалакшском заливе и имело магнитуду $M \approx 5.0$, а самое сильное — в 1627 г. с $M \approx 6.5$ [Никонов, 2004] (по устному сообщению А.А. Никонова, в настоящее время оценки этих событий повышены до 5.8 и 7.5 соответственно). Пространственное распределение очагов землетрясений, произошедших здесь за прошедшие ≈460 лет, неравномерно (см. рис. 3, *б, и*). В большей степени сейсмическая активность характерна для западной и юго-западной частей территории, а для восточной лишь редкие и слабые

тикальные стенки (*c*/*S* в изолиниях 0; 1; 5; 10; 20; 40; 60; 80); *з* — открытые трещины-ущелья (*c*/*S* в изолиниях от 0 до 21 с шагом 1); *и* — интенсивность (I_0, баллы) современных и исторических землетрясений (по сводным данным USGS; FENCAT на 2019—2020 гг. и Специализированного каталога землетрясений для задач общего сейсмического районирования (СКЗ ОСР-2012) по состоянию на 2013 г.). (I_0 в изолиниях 0; 1; 2; 2,5; 3; 3,5; 4; 4,5: 5). Условные обозначения к схемам *а* и *б*: проявления и индикаторы ЭГП: *1* — обвалы, *2* — блоковые оползни, *3* — водопады, *4* — сели и крупные овражные врезы, *5* — трещины, *6* — крутые уступы, *7* — скальные стенки; эпицентры землетрясений по инструментальным и историческим данным с магнитудой (*M*): *8* — 1—2; *9* — 2—3; *10* — 3—4; *11* — 4—5; *12* — 5—6; места обнаружения палеосейсмодеформаций: *13* — документированные по [Николаева, 2001, 2006, 2008, 2009, 2014; 2019; Шварев, 2003; Лукашов и др., 2004; Шевченко и др., 2007; Авенариус, 2008; Верзилин, Бобков, 2008, 2009; Зыков и др., 2011; Верзилин и др., 2013; Мараханов, Романенко, 2014; Николаева и др., 2016; Никонов, Зыков, 2017; Баранская и др., 2019]; *14* — предполагаемые зоны массового развития: *а* — по С.Б. Николаевой и В.Я. Евзерову [2018]; *б* — по А.Д. Лукашову [2004].

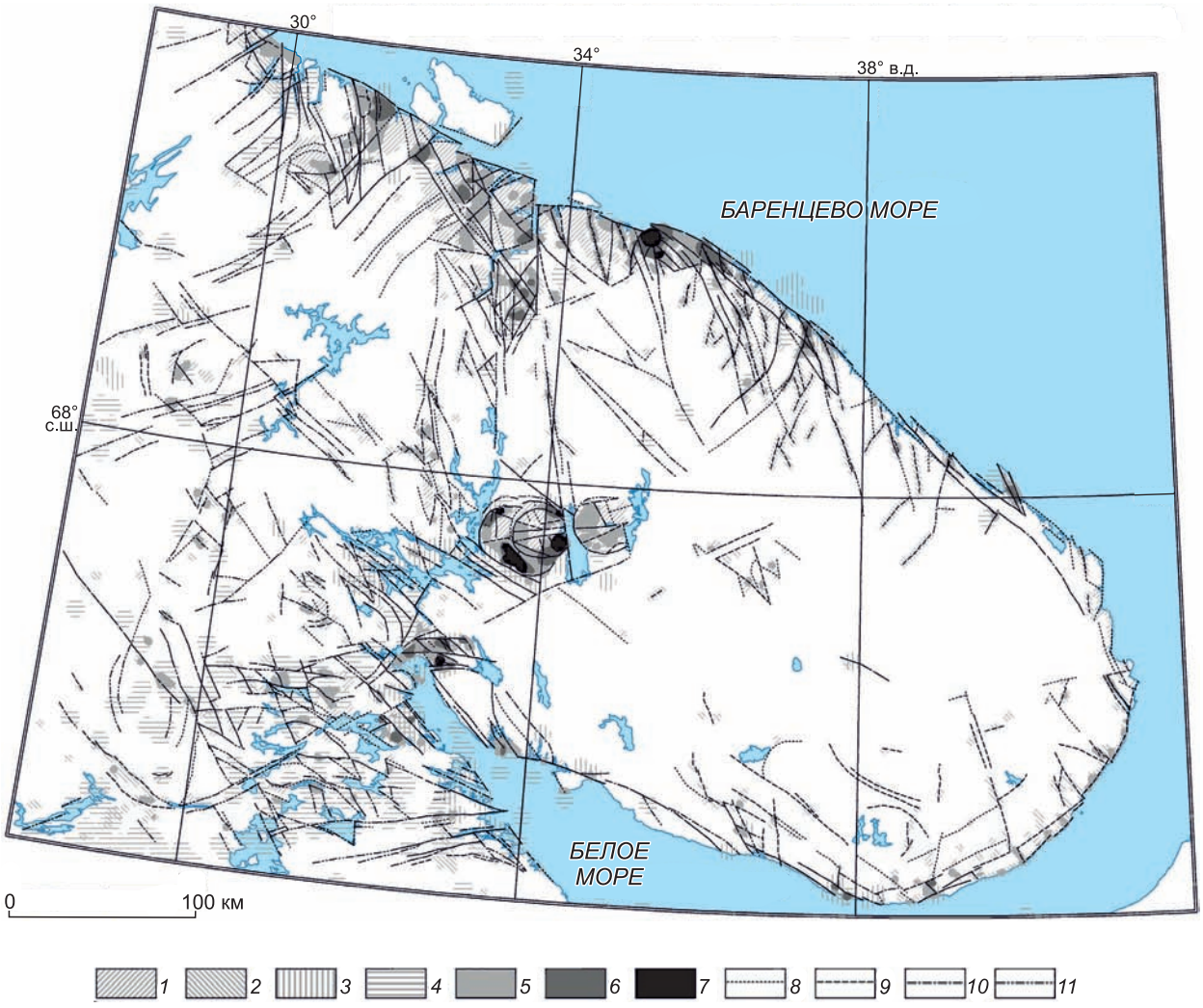

Рис. 4. Активизированные элементы блоково-разрывной структуры по экзо- и эндогенным признакам.

Признаки активизации, зоны распространения: *1* — экзогенных процессов, *2* — тектонических форм рельефа, *3* — палеосейсмодеформаций (палеоземлетрясений), *4* — современных и исторических землетрясений; зоны сочетания признаков: *5* — двух, *6* — трех, *7* — четырех; морфолинеаменты — предполагаемые активизированные элементы блоково-разрывной структуры по контролируемым ими зонам: *8* — развития ЭГП, *9* — сейсмогенных форм рельефа, *10* — палеосейсмодеформаций, *11* — очагов современных и исторических землетрясений.

очаги. Отмечается сплошная слабая сейсмичность юго-западной (карельской) части территории с очагами землетрясений M = 4—5 и определенная линейность вдоль Кандалакшского залива, Мурманского побережья, вдоль долин рек Кола, Печенга, в направлении от Ловозерских тундр к устью р. Харловка и от Хибин к Кольскому заливу.

Распределение следов палеоземлетрясений в значительной мере подобно полю очагов исторических и современных сейсмических событий: тяготение к западной половине, концентрация вдоль Мурманского побережья, Кандалакшского залива, в центральной части (район Хибинского, Ловозерского массивов, Лувеньгских тундр, по направлениям от центра к Кольскому заливу и устью р. Харловка). Есть и очевидные отличия, например, следы палеоземлетрясений на Терском берегу Белого моря и в районе Воронки севернее устья р. Поной. Следует отметить, что следы палеоземлетрясений маркируют иной энергетический уровень, нежели исторические или современные, поскольку только наиболее сильные из последних ($M \geq 5$) могли оставить следы в рельефе и субстрате, подобные первым. С другой стороны, современные землетрясения, имея явную приуроченность к межблоковым зонам деструкции, «игнорируют» крупнейшие элементы блоково-разломной морфоструктуры, что может свидетельство-

вать о длительном периоде накопления напряжений в этих зонах [Морозов и др., 2019]. Поскольку на данный момент изученность палеоземлетрясений далеко не полная, при том, что фиксируются только наиболее выразительные проявления, преимущественно с интенсивностью ≥8, есть все основания полагать, что остальная территории также подвергалась землетрясениям, но меньшей силы.

Интегральная оценка постледниковой активности разломов по совокупности эндогенных и экзогенных признаков демонстрирует следующие основные закономерности (рис. 4):

1) западная часть Кольского полуострова (по долготе Хибин) представляется более активной, чем восточная; в восточной части более активны фланговые прибрежные участки; в западной кроме северной береговой зоны активна и центральная часть;

2) наиболее активными территориями являются: а) северное побережье Кольского полуострова (на всем протяжении от Варангер-фьорда до устья р. Поной с крупными очагами в районах рек Печенга, Титовка, Западная Лица, губы р. Ура, Кольского залива и нижнего течения рек Кола, Териберка, Воронья, п-ова Святой Нос); б) центральная часть — Хибинский массив с очагами на ЮЗ и В периферии; в) район Кандалакшского залива и его обрамления (Кандалакшские, Лувеньгские, Колвицкие тундры, Порья губа, Княжая губа и устье р. Ковда;

3) наиболее протяженные морфолинеаменты, достигающие 100—110 км, ассоциированные с активными проявлениями экзо- и эндодинамики и которые можно отнести к сейсмогенерирующим разломам, обнаруживаются вдоль Мурманского побережья; достигающие 90—100 км расположены в обрамлении Кандалакшского залива и в центральной части, в зоне сочленения Хибин и Ловозерских тундр с Кольским заливом; достигающие 50—70 км наблюдаются вдоль Горла Белого моря. Такие параметры поверхностных разрывов здесь, как и в других частях Кольского полуострова, соответствуют сейсмическому потенциалу на уровне магнитуд 6.5—7.5, характерном для постледниковой—голоценовой активности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют, что расчетные глубины, «корни» активизированных в новейшее крупнейших структур, могут достигать глубин верхней мантии—астеносферы (см. рис. 1, *д*). Этот вывод соответствует данным о тесной корреляции геофизических аномалий в нижнем ярусе тектоносферы с поверхностной тектоникой Восточно-Европейской платформы и определяющей роли процессов в верхней мантии на тектонические движения [Коган, 1981; Землетрясения…, 2007]. Наличие горизонтальных неоднородностей геофизических параметров, фиксирующихся от границы кора—мантия до глубин 200—250 км с линейными размерами от десятков—первых сотен до тысяч километров, свидетельствует о блоковом строении верхней мантии и твердом состоянии астеносферы [Землетрясения…, 2007]. Раздробленность, связанная непосредственно с новейшей деструкцией поверхности сосредоточена главным образом в пределах коры (до глубин 40—45 км [Юдахин, 2002]), где сосредоточено 92 % элементарных разрывов (см. рис. 1, *г*). Мелкоблоковая раздробленность Фенноскандии, связываемая с постледниковой активизацией, проявляется в гравитационных аномалиях [Добрецов, Василевский, 2019]. По-видимому, есть прямое соотношение между пространственными параметрами элементарных разрывов и распределением эпицентров землетрясений по глубине, фиксируемых инструментальными методами [Литосфера…, 2001]. Распределение демонстрирует резкое возрастание количества событий на глубинах от 2 до 10 км, симметричное крутое падение от 10 до 20 км и очень плавное снижение количества единичных событий, фиксируемых до глубин 55—60 км. Соотношение этих данных с аналогичным распределением элементарных разрывов (см. рис. 1, *г*) свидетельствует о наиболее сейсмически активных разрывах протяженностью ≈10 км, создающих современный слабосейсмичный фон.

Крупнейшие активизированные нарушения обладают признаками глубинных долгоживущих швов (глубокий метаморфизм, магматические очаги), только обновленных на неотектоническом этапе. Поэтому не следует потенциальную глубинность проникновения связывать с новообразованием зон деструкции. Более вероятен вывод о заложении всей сети нарушений (или преобладающей ее части) на ранних стадиях консолидации с последующей частичной активизацией, соответствующей меняющемуся полю напряжений на разных этапах развития [Munier, 1993; Munier, Talbot, 1993]. Новейшее поле напряжений Фенноскандинавского щита по измерениям в рудниках характеризуется преобладанием горизонтальной составляющей над вертикальной в 3—20 раз, причем оси главных напряжений сжатия имеют явно преобладающее СЗ-ЮВ направление [Юдахин, 2002], соответствующее ориентировке элементарных разрывов и блоков (см. рис. 1, *в*).

Иерархия блоков (см. рис. 2, *б*) на всех представленных уровнях (протяженностью от 100 км) определяется зонами деструкции мантийного заложения. Очевидно, что в условиях наследования новейшими разрывами древних зон можно говорить о блоках не как о консолидированных массивах, а как о составных блоках, группировках элементарных блоков, отражающих крупные неоднородности в це-

лом единого поля напряжения. Группировки элементарных блоков отчасти могут быть объединены зонами гравитационных аномалий, соотносимых с закономерностями оледенения и постледниковых процессов и обладающих соответствующим рисунком с характерными изолированными центрами [Добрецов, Василевский, 2019]. Однако крупнейшие из таких зон расположены на флангах Кольского полуострова, имеют линейный характер и северо-западное простирание. Поэтому ожидаемо, что иерархия зон деструкции только отчасти соответствует уровню постледниковой активности, а модель постледниковой активизации должна рассматриваться в свете суперпозиции гляциотектонических (изостатических) и собственно тектонических движений. С другой стороны, изученность региона в части как постледниковых сейсмодислокаций, так и в особенности связи разломов с ледниковым и доледниковым рельефом и отложениями недостаточная и с большой вероятностью данные будут значительно скорректированы.

Количественная региональная оценка распределения экзогенных процессов на территории Кольского полуострова ранее не проводилась, хотя, безусловно, их роль в развитии рельефа оценивалась вполне адекватно, в том числе и во взаимосвязи с новейшей тектоникой [Легкова и др., 1977; Карта…, 1980]. Пространственная неравномерность отдельных типов процессов не обнаруживает корреляции с возможным влиянием климатического или литологического факторов, но тесно связана с тектоникой — прямо (соответствуя локализации разломов) или косвенно (сосредоточиваясь в пределах тектонически обусловленных форм рельефа). Следует отметить, что при весьма впечатляющих масштабах форм рельефа, образованных под воздействием таких процессов, как глубинная эрозия, обвальный снос, современный денудационный режим весьма скромен. Судя по многолетним наблюдениям, объемы материала ежегодно выносимого в устьевых частях рек Мурманского побережья крайне незначительны и не зависят от климатических показателей [Митяев, Герасимова, 2018]. Такое несоответствие свидетельствует в пользу редкопериодической экзогенной активизации как следствие тектогенной и подтверждает тесную взаимосвязь экзо- и эндогеодинамики Кольского полуострова.

ВЫВОДЫ

На основании проведенных исследований можно сделать выводы.

Пространственные закономерности иерархической блоково-разломной новейшей структуры и сопряжение ее с архейско-протерозойским структурным планом свидетельствуют о ее формировании под воздействием единого поля напряжений с преобладающей СЗ и второстепенной СВ компонентами со значительной долей обновления древних структур.

Постледниковые—голоценовые проявления экзо- и эндодинамической активности обнаруживают пространственную корреляцию друг с другом и с элементами блоково-разломной структуры.

Наиболее активны в постледниковье—голоцене: а) фланговые элементы Кольского полуострова — вдоль Баренцевоморского побережья, берегов Кандалакшского залива и Горла Белого моря; б) центральная (узловая) часть с Хибинским и Ловозерским массивами; в) субмеридионально (поперечно) секущие структуры, отделяющие восточную часть полуострова от западной (Хибины — Кола и Хибины — Нива).

Пространственные параметры активизированных зон свидетельствуют о максимальных магнитудах $\approx$6.5—7.5 землетрясений, порождаемых этими структурами как в постледниковое время, так и в неоплейстоцене в целом.

Автор благодарит д.г-м.н. А.А. Никонова за ценные замечания к рукописи.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий ИГ РАН № 0148-2019-0005 и ИФЗ РАН № 0144-2019-0010.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология, 1989, № 2, с. 52—57.

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М., Paulsen, 2008, 190 с.

Арманд А.Д., Арманд Н.Н. Новейшие тектонические движения в Верхнепонойской депрессии // Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.-Л., 1966, с. 86—89.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский орогген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБы. М., ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2006, с. 142—155.

Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН, 2016, № 3 (26), с. 5—11.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1 500 000) / Ред М.Г. Леонов. М., ГЕОС, 2012, 104 с.

Баранская А.В., Мазнев С.В., Романенко Ф.А., Шилова О.С. Новейшие движения земной коры Карельского берега Белого моря // Арктика и Антарктика, 2019, № 2, с. 16—33.

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 4, с. 711—736.

Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы / Ред. Т.В. Билибина. Л., ВСЕГЕИ, 1986, 139 с.

Буссен И.В. Проявление послеледниковых дизъюнктивных дислокаций в рельефе южного склона Луяврурта // Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.-Л., 1964, с. 77—79.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А. По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чупа Белого моря // Геология, геоэкология, эволюционная география / Ред. Е.М. Нестеров. СПб, Эпиграф, 2008, с. 37—40.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А. Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова // Геология, геоэкология, эволюционная география. СПб, 2009, с. 20—25.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестник СПб ун-та. Серия 7. Геология. География. 2013, т. 2, с. 79—93.

Геологическая карта Кольского региона м-ба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, 2001.

Геофизические исследования восточной части Балтийского щита / Ред. М.И. Голод. Петрозаводск, Карел. кн. изд-во, 1980, 184 с.

Геологическая карта-схема Кольского полуострова. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. Г.И. Горбунов. Л., ВСЕГЕИ, 1980.

Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (12), с. 1661—1691.

Жиров Д.В., Маринин А.В., Жирова А.М., Сим Л.А. Неотектоника южной части Хибинского массива: результаты комплексной интерпретации «необычных» явлений // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2018, с. 140—143.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К.О. Кратц. Л., Наука, 1978, 230 с.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2007, 381 с.

Зыков Д.С. Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская область) // Геоморфология, 2015, № 3, с. 27—38.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008, т. 83, вып. 2, с. 15—25.

Зыков Д.С., Терехов Е.Н., Балуев А.С. Признаки новейшей активизации разрывов и следы вероятных палеосейсмодеформаций на участке Баренцевоморского побережья Кольского полуострова // Материалы Всероссийской конференции «Проблемы сейсмотектоники». М., 2011, с. 210—214.

Карпинский А. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883—1894 гг. с дополнительными примечаниями). Петроград, Военная типография, 1919, 148 с.

Карпов Н.Н. Следы послеледниковых тектонических разломов в Хибинских горах // Вестник МГУ, Сер. 5, география, 1960, № 4, с. 61.

Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР м-ба 1:1 500 000 / Ред. В.И. Бабак. М., Мингео РСФСР — МВ и ССО СССР — МГУ, 1980, л. 4.

Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 млн. Объяснит. записка / Ред. В.Г.Трифонов. М., ГИН, 1987, 48 с.

Карта новейшей тектоники Северной Евразии. М-б: 1:5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев. М., ОИФЗ РАН, 1997.

Коган С.Д. Об особенностях строения верхней мантии // Изв. РАН. Физика Земли, 1981, № 5, с. 3—17.

Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979, 140 с.

Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника, 2019, № 1, с. 62—86.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979, 158 с.

Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Советсткая геология, 1984, № 7, с. 17—32.

Легкова В.Г., Бонбенков В.Н., Щукин Л.А., Можаева В.Г., Млжаев Б.Н. Матвеева Г.В., Соколова В.Б., Сипакова М.С., Симоненко Т.Н. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. Л., Недра, 1977, 183 с.

Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы / Ред. Ф.Н. Юдахин. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2001, 408 с.

Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2004, с. 150—191.

Лукашов А.А., Кузнецов Д.Е., Романенко Ф.А. Геоморфологические признаки позднеголоценовой сейсмической активности восточной части Хибинского массива (Кольский полуостров) // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов, 2004, т. II, с. 25—29.

Лукашов А.А., Романенко Ф.А. Характер и морфодинамика дизъюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита («линии Карпинского») // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. (Материалы XLIII тектонического совещания. Т. 1). М., ГЕОС, 2010, с. 430—434.

Мараханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и геоэкология Баренц-региона в XXI веке. Материалы докладов Всероссийской конф. с междунар. участием, 15—18 сент. 2014 г. Архангельск, 2014, с. 137—140.

Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2014, 226 с.

Митяев М.В., Герасимова М.В. Сток воды, взвешенных веществ и интенсивность эрозии на Мурманском побережье // Изв. РАН. Серия географическая, 2018, № 1, с. 111—128.

Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Никонов А.А., Шаров Н.В., Конечная Я.В., Михайлова Я.А., Евтюгина З.А. Современная сейсмичность Беломорского региона // Вулканология и сейсмология, 2019, № 1, с. 36—51.

Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцев А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид // Советская геология, 1967, № 3, с. 3—23.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология, 2001, № 4, с. 66—74.

Николаева С.Б. Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН, 2006, т. 406, № 1, с. 69—72.

Николаева С.Б. Следы разрушительных землетрясений в окрестностях города Мурманска (по историческим и палеосейсмологическим данным) // Вулканология и сейсмология, 2008, № 3, с. 52—61.

Николаева С.Б. Сейсмиты в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 830—839.

Николаева С.Б. Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского полуострова): морфология и генезис // Вестник МГТУ, 2014, т. 17, № 2, с. 329—339.

Николаева С.Б. Послеледниковая тектоника и палеосейсмодислокации в районе участка Ковды (Кандалакшский залив Белого моря) // Вестник СПб ун-та. Науки о Земле, 2019, т. 64, № 3, с. 434—453.

Николаева С.Б., Евзеров В.Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Серия, Геология, 2018, № 1, с. 5—14.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН, 2016, т. 469, № 2, с. 199—203.

Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН, 2017, т. 473, № 1, с. 88—92.

Николаева С.Б., Шварев С.В., Родкин М.В., Королева А.О. Шонгуйские дислокации в структуре основных сейсмогенных зон Кольского региона: проявления, тектоническая позиция, возраст // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, т. 17, Апатиты, 2020, с. 390—394.

Никонов А.А. Геоморфологические признаки позднечетвертичных движений земной коры на западе Кольского полуострова // Четвертичные и грунтовые воды Кольского полуострова. Л., 1964, с. 96—105.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М., Наука, 1977, 240 с.

Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 1995, № 4, с. 16—27.

Никонов А.А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2004, с. 192—213.

Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 465—469.

Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, Изд-во техн. ин-та (ф) СВФУ, 2015, с. 243—251.

Никонов А.А., Зыков Д.С. О признаках мощных землетрясений в восточном секторе Мурманской зоны (линия Карпинского) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2017, № 14, с. 143—148.

Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье — крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки // Материалы Международной научной конференции «Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны» / Ред. В.И. Павленко. Архангельск, 2015, с. 34—40.

Романенко Ф.А., Шиловцева О.А. Геоморфологические процессы в горах Кольского полуострова и изменения климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2016, № 6, с. 78—86.

Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Материалы XX Международной научной конференции по морской геологии. М., 2013, т. III, с. 237—241.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М., Наука, 1987, 100 с.

Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск, Наука, 1989, 136 с.

Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 6, с. 17—30.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 243 с.

Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 1018—1030.

Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Афанасьев А.П., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1976, 164 с.

Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий / Ред. А.С. Балуев. М-б 1:1 500 000. М., ГИН РАН, 2010.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М., Наука, 1983, 224 с.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 243 с.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН, 2017, т. 87, № 12, с. 1091—1097.

Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М., ИФЗ, 1993, с. 196—205.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 225 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 541).

Шварев С.В. Послеледниковые тектонические движения и формирование террас оз. Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология, 2003, № 4, с. 97—105.

Шварев С.В., Родкин М.В. Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вопросы инженерной сейсмологии, 2017, т. 44, № 2, с. 35—60.

Шварев С.В., Никонов А.А. Морфотектоника бассейна Белого моря в сопоставлении с уточненными характеристиками исторических землетрясений // Материалы Всероссийской научной конференции «Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология», М., 2018, с. 174—180.

Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. Всероссийская конференция VII Щукинские чтения. М., 2015, с. 199—202.

Шварев С.В., Субетто Д.А., Зарецкая Н.Е., Молодьков А.Н. Возраст, генезис и сейсмогенные деформации террас реки Вуокса на Карельском перешейке, северо-запад России // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (11), с. 1592—1615.

Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. география, 2007, № 3, с. 44—48.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1977, 103 с.

Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М., ОИФЗ РАН, 2009, с. 302—317.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск, Наука, 1991, 262 с.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Ковальчук Е.А. Структура и литологический состав отложений Кольского залива (фьорда) по данным бурения и сейсмоакустики и неотектонические условия его формирования // Арктика: экология и экономика, 2017, № 4 (28), с. 72—82.

Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера, 2002, № 2, с. 3—23.

Active faults in and around Japan: the distribution and the degree of activity // J. Nat. Disaster Sci., 1980, v. 2 (2), p. 61—99.

Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bul. Geol. Soc. Am., 1975, v. 86 (8), p. 1041—1057.

Atlas of active faults in China. Editor-in-Chief Ding Guoyu. Seismol. Press., 1989, 123 p.

Bungum H., Lindholm C. Seismo- and neotectonics in Finnmark, Kola Peninsula and the southern Barents Sea. Part 2: Seismological analysis and seismotectonics // Tectonophysics, 1997, v. 270, p. 15—28.

Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults // Quat. Sci. Rev., 2000, v. 19, p. 1447—1460.

Kujansuu R. Nuorista sirroksista Lapissa. Summary: recent faults in Lapland // Geologi, 1964, v. 16, p. 30—36.

Lagerbäck R., Sundh M. Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden: Research Paper C 836 // Geological Survey of Sweden, 2008, v. 836, 80 p.

Lundqvist J., Lagerbäck R. The Pärve Fault: a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // Geol. Foren. Stockholm Foerh., 1976, v. 98, p. 51—54.

Mattila J., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Palmu L-P., Aaltonen I., Käpyano A., Lindberg A., Sutinen R. Evidence of multiple slip events on postglacial faults in northern Fennoscandia // Quat. Sci. Rev., 2019, v. 215, p. 242—252.

Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandis, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics, 2004, v. 380, p. 139—157.

Munier R. Segmentation, fragmentation and jostling of the Baltic shield with time // Acta Univ. Upsal. Upsala Diss. Fac. Sci., 1993, № 37, p. 1—96.

Munier R., Talbot C.J. Segmentation, fragmentation and jostling of cratonic basement in and near Äspö, Southeast Sweden // Tectonics, 1993, v. 12 (3), p.713—727.

Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Markovaara-Koivisto M., Palmu J-P., Nordback N., Lindberg A., Sutinen R., Aaltonen I., Savinen J. Postglacial faults in Finland — a review of PGSdin project results. POSIVA OY, Olkllluoto, FI-27160 EURAJOKI, Finland, April 2019a.

Ojala A.E.K., Mattila J., Markovaara-Koivisto M., Ruskeeniemi T., Palmu J-P., Sutinen R. Distribution and morphology of landslides in northern Finland: An analysis of postglacial seismic activity // Geomorphology, 2019b, v. 326, p. 190—201, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.08.045.

Olesen O., Blikra L.H., Braathen A., Dehls J.F., Olsen L., Rise L., Roberts D., Riis F., Faleide J.I., Anda E. Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review // Norw. J. Geol., 2004, v. 84, p. 3—34.

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 // Quat. Sci. Rev., 2016, v. 147, p 91—121.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am., 1994, v. 84 (4), p. 974—1002.

Zaretskaya N., Shvarev S., Korsakova O., Grigoriev V. Palaeoseismic traces in the Late Pleistocene deposits of Southern Kola Peninsula / Eds. A. Börner, H. Hüneke, S. Lorenz // 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. 131—133.

http://glcf.umiacs.umd.edu.

https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/

https://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php

http://seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf.

Поступила в редакцию 30 ноября 2020 г.,
принята в печать 22 марта 2021 г.