

## ОТРАЖЕНИЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ И НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУРАХ

Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>, А.Н. Василевский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Охарактеризовано четвертичное оледенение в Скандинавии — этапы оледенения, миграция локальных центров оледенения, эволюция величины и скорости поднятий. Кратко охарактеризовано оледенение в Северной Америке и объемы осадков, связанных с оледенением.

Сопоставлены рельеф и карты гравитационных аномалий в свободном воздухе и аномалий Буге — в целом для Скандинавии и для двух ключевых участков в Южной Норвегии и в районе Кольского полуострова. Использованные карты гравитационных аномалий построены на основе современных глобальных моделей, созданных с привлечением спутниковых данных. Показана зональность в рельефе и в распределении и особенностях гравитационных аномалий, обусловленных оледенением. В Норвегии центры оледенения фиксируются максимальным поднятием до 2470 и 1500 м и округлыми отрицательными аномалиями Буге до  $-200$  мГал, отражающими остаточное утолщение коры в зонах максимальных поднятий. В целом для Скандинавии и для Кольского полуострова, в частности, характерно сочетание округлых и мозаично-угловатых гравитационных аномалий сложной природы, обусловленных как особенностями послеледниковых поднятий, так и составом массивов пород. Общее поднятие и сопряженное растяжение способствовало развитию трещин растяжения разного масштаба от фьордов Норвегии длиной 100—200 км и глубиной 1—2 км до локальных трещин на Кольском полуострове длиной 1—2 км и глубиной 30—20 м.

Для центральной части Северной Америки дана карта аномалий в свободном воздухе, построенная по глобальной базе данных гравитационного поля. Подробнее охарактеризовано оледенение и его отражение в рельефе и гравитационных аномалиях штата Висконсин (США). В частности, показано наличие трещин растяжения, аналогичных таковым на Кольском полуострове.

Обсуждены проблемы интерпретации полученных зависимостей постгляциальных поднятий и их отражения в гравитационном поле. Улучшение моделей, объясняющих эти зависимости, возможно с использованием сейсмических и детальных структурных данных, как это предварительно показано на примере Финляндии.

*Тектоника, геодинамика, постгляциальные движения, гравитационные аномалии Фая и Буге, комплексная интерпретация.*

### POSTGLACIAL UPLIFT: RECORD IN THE GRAVITY FIELD AND IN NEOGENE–QUATERNARY STRUCTURES

N.L. Dobretsov and A.N. Vasilevsky

The history of Quaternary glaciation and postglacial uplift in Fennoscandia is considered in relation to the surface topography, gravity, and number of glacial deposits and is compared to the respective processes in North America. The surface topography and the gravity field are correlated over the Fennoscandian region as a whole and for two reference areas of South Norway and the Kola Peninsula. The gravity field is mapped as free-air and Bouguer gravity anomalies using composed global models based on satellite data. The impact of glaciation may be responsible for zoned patterns of both topography and gravity. The glaciation centers of Norway are marked by uplifts reaching 2470 and 1500 m and by circular Bouguer gravity lows of  $\leq -200$  mGal, which correspond to residual crust thickening. The gravity patterns of the Kola Peninsula and Norway consist of circular and polygonal anomalies caused by both postglacial rebound and rock density variations. The general uplift and related extension of the crust led to the formation of fractures of different sizes, from 100–200 km long and 1–2 km deep fjords on Norway to 1–2 km long and 30–20 m deep local fractures in the Kola Peninsula. The gravity field of central North America is characterized by a generalized map of free-air anomalies within the limits of glaciation and a map of free-air anomalies compiled from the global database. Glaciation and its records in the surface topography and gravity patterns are described in more detail for Wisconsin state (USA), where extension fractures are similar to those on the Kola Peninsula.

The models explaining the correlation between postglacial uplift and gravity variations can be further updated using seismic and tectonic data, as it was shown previously for the case of Finland.

*Tectonics, geodynamics, postglacial uplift, free-air and Bouguer gravity anomalies, integrated interpretation*

## ВВЕДЕНИЕ

Позднечетвертичные оледенения вызвали образование в Северной Европе и Азии, а также на Канадском щите крупных покровных ледников мощностью до 3—5 км, сходных с современными ледниками Гренландии и Антарктиды [Котляков, Лориус, 2000; Kotlyakov et al., 2004]. Наиболее известны Скандинавский, Карский и Канадский ледники, образовавшиеся во время оледенения 90—150 тыс. л. н. Во время последнего оледенения 25—12 тыс. л. н. крупные ледники возобновились в этих районах, хотя Скандинавский ледник этого времени был меньше древнего [Mörner, 1969; Kukkamaki, 1975; Гроссвальд, 1999; Svendsen et al., 2004].

Таяние Скандинавского ледника 9—12 тыс. л. н. вызвало поднятие Скандинавии, продолжающееся до сих пор. Это поднятие позволило еще в начале XX в. предположить существование астеносферы под континентами, а по скорости этого поднятия оценить вязкость астеносферы [Niskanen, 1939; Mörner, 1969, 1980; Артюшков, 1967, 1979; Artyushkov, 1971; Tolkunova, 1977; Жарков, 1983; Lidberg et al., 2010].

Совершенствование спутниковых измерений позволило в последние годы получить детальные гравитационные данные, в равной степени покрывающие с одинаковым разрешением территории континентов и океанов [Andersen, Knudsen, 2016]. Возобновился интерес и к позднеогеновым поднятиям, поскольку не все они связаны с таянием ледников [Артюшков и др., 2018], так же как и исследования структур, связанных с неоген-четвертичными поднятиями на Кольском полуострове [Николаева и др., 2018], в Норвегии и Швеции [Mörner, 2004; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018]. Одному из авторов (Н.Л. Добрецову) удалось в мае 2018 г. совершить маршруты в штате Висконсин (США) в районах четвертичного висконсинского оледенения, происходившего 15—17 тыс. л. н., и изучить следствия оледенения постледникового поднятия.

Возникает общая задача — научиться использовать новые гравиметрические детальные данные для изучения глубинной структуры современных ледников Гренландии и Антарктиды, особенно районов постгляциальных поднятий Скандинавии и других районов. Цель нашей статьи — сопоставить гравитационные карты с неоген-четвертичными структурами, созданными в результате постгляциальных поднятий в названных регионах — в Скандинавии (в том числе на Кольском полуострове) и в Канадском щите (шт. Висконсин и прилегающие районы), и попытаться различить структуры верхней коры и более глубокие структуры.

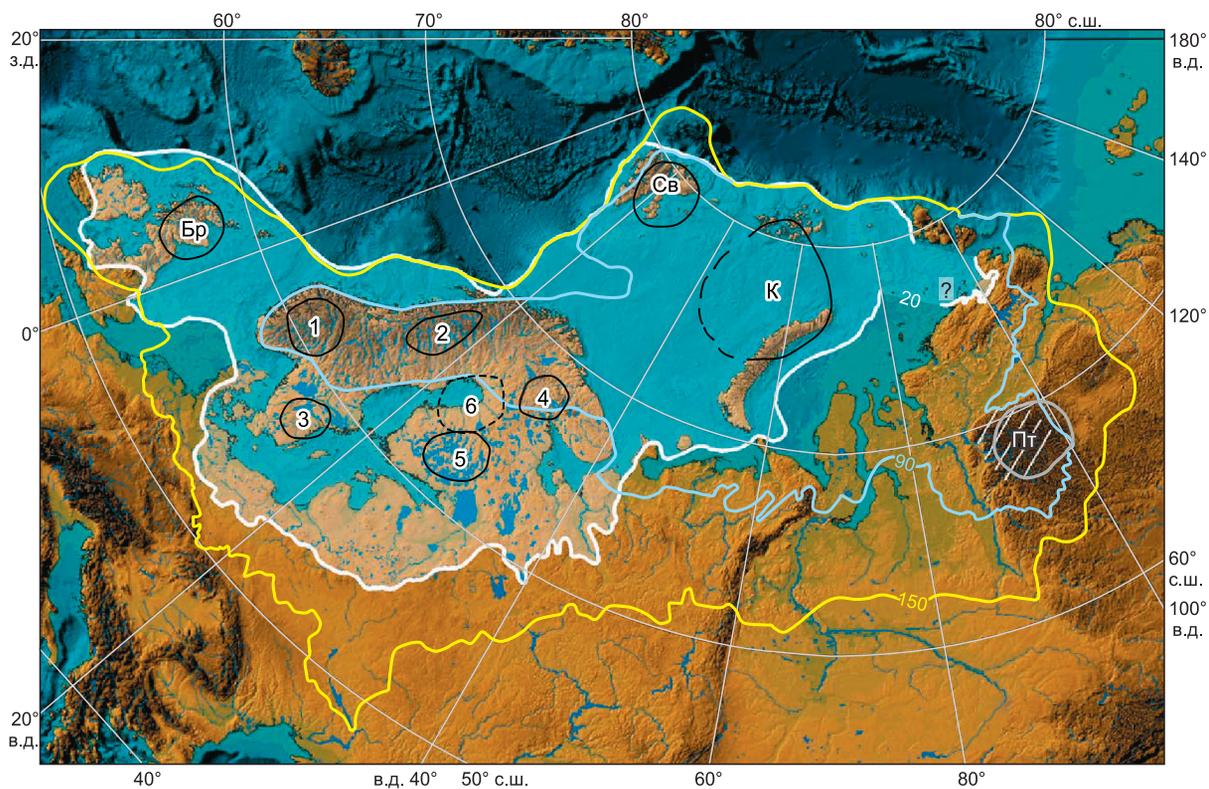
## РЕЛЬЕФ, НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ КАРТЫ СКАНДИНАВИИ

На рисунке 1 приведена реконструкция и история Скандинавского и Карского ледников во время оледенения со 150 до 20 тыс. л. н. [Гроссвальд, 1999; Svendsen et al., 2004], а на рис. 2, *г* показаны скорости современного подъема по данным GPS [Lidberg et al., 2010] и реконструкция поднятий до 800 м, полученная в работе [Ojala et al., 2004] в сопоставлении с расчетными моделями (см. рис. 2, *б*, *в*), скоростями поднятий и направлениями сопутствующего растекания. Наши корректировки добавили локальные максимумы поднятий (см. рис. 2, *а*), впервые намеченные в работе [Артюшков, 1979], где прямо утверждается, что «центральная часть Фенноскандии перестала (к рубежу 9000 лет) подниматься, как единое целое и движение здесь приобрело дифференцированный характер» [Артюшков, 1979, с. 26]. Позднее этот тезис неоднократно подтверждался моделированием [Stewart et al., 2000; Siebert et al., 2001; Simon et al., 2018].

Ось локальных поднятий, проходящая через Южно-Норвежский и Северо-Норвежский максимумы (см. рис. 1; 2, *в*), примерно совпадает с осью максимальной толщины ледника, достигавшей 2.5—3.0 км [Гроссвальд, 1999; Siebert et al., 2001]. Ось максимальных современных поднятий (см. рис. 2, *а*) смещена к югу и примерно совпадает со второй более южной осевой линией (см. рис. 2, *б*). Третья ось проходит через поднятия 3—5 (см. рис. 1; 2, *а*). Скорость поднятий в настоящее время оценивается в 1.6 см/год (см. рис. 2, *г* [Ojala et al., 2004; Lidberg et al., 2010]), к рубежу 9—10 тыс. лет она составляла 3—4 см/год, еще ранее, около 11.5 тыс. л. н. она оценивается в 10—12 см/год, т. е. за 1500 лет произошло ее уменьшение в 3—5 раз, а всего — в 7—8 раз [Артюшков, 1979]. Как будет показано ниже, оси максимальных поднятий в рельефе и отрицательные аномалии Буге лучше отражают северную осевую линию и северные локальные утолщения.

Таким образом, с течением времени за 10—12 тыс. лет скорость поднятий экспоненциально снижалась, а максимум поднятий, вероятно, сместился из района южной Норвегии к северо-востоку в районе северной части Ботнического залива.

На рисунке 3 показана теневая модель рельефа Скандинавии и прилегающих частей морей и Восточно-Европейской платформы. Сведения взяты из базы данных модели DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016]. Отчетливо выделяется ю.-з. часть Скандинавии (Норвегия и прилегающая часть Швеции) по максимально



**Рис. 1.** Реконструкция Скандинавского и Карского ледников около 150—20 тыс. л. н. [Гроссвальд, 1999; Svendsen et al., 2004].

Ограничения Баренц-Карского ледника показаны в расширенном варианте по данным [Landvik et al., 1998; Svendsen et al., 2004]. Белой, синей и желтой линиями показаны пределы оледенения в Европе и максимум оледенения в Норвегии и Швеции для времен 20, 90 и 150 тыс. лет соответственно, данные приведены с учетом работ [Гроссвальд, 1999; Ehlers, Gibbard, 2004]. Горные ледники в Альпах, Исландии и других горных областях не показаны. Наличие остаточных ледников в плато Путорана (Пт) отмечено белой штриховкой. Буквы в кружках — названия центров оледенения: Бр — Британский, Св — Свальбардский (Шпицберген), К — Карско-Баренцовоморский, Пт — Путорана. Овалы с цифрами 1—6 — области максимумов Скандинавских гляциальных поднятий, нумерация областей соответствует рис. 2, а.

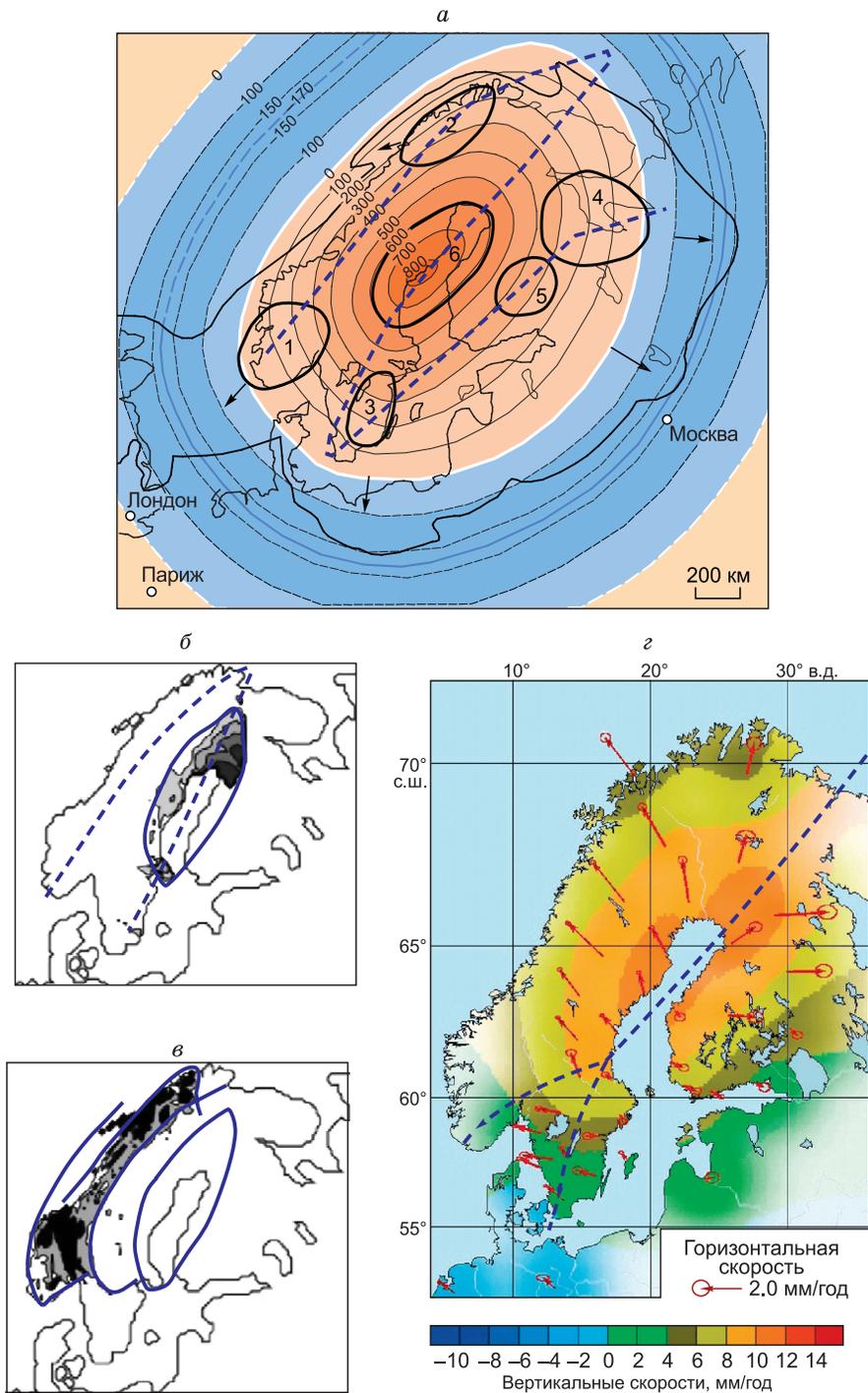
поднятому и расчлененному рельефу с глубокими фьордами и высотами до 2500 м в Южной Норвегии, выделенная синим и голубым цветом на рис. 3. В тектоническом отношении эта зона соответствует в первом приближении норвежским каледонидам [Тектоническая карта..., 1966] и характеризуется максимальным утолщением коры [Карта..., 1979; Artemieva, Thybo, 2013; Maupin et al., 2013].

К осевой зоне в континентальной части примыкает переходная зона, охватывающая Швецию (кроме ее самой ю.-з. части), Северную Финляндию и Кольский полуостров. Эта переходная зона соответствует краевой части Восточно-Европейской платформы. Рельеф здесь еще достаточно расчлененный, но более мелкий и сохраняет во многих местах структурный блоковый (решетчатый) рисунок, отчетливо просвечиваемый на остальной части Восточно-Европейской платформы, где он усилен штрихами.

В океанической части переходной зоной является континентальный шельф с сохранившейся решетчатой структурой и заметными рельефными формами — светлая зона на рис. 3, примыкающая к Норвегии и сменяемая дальше в сторону океана желто-зеленой зоной, соответствующей древней океанической коре, захваченной постгляциальными движениями.

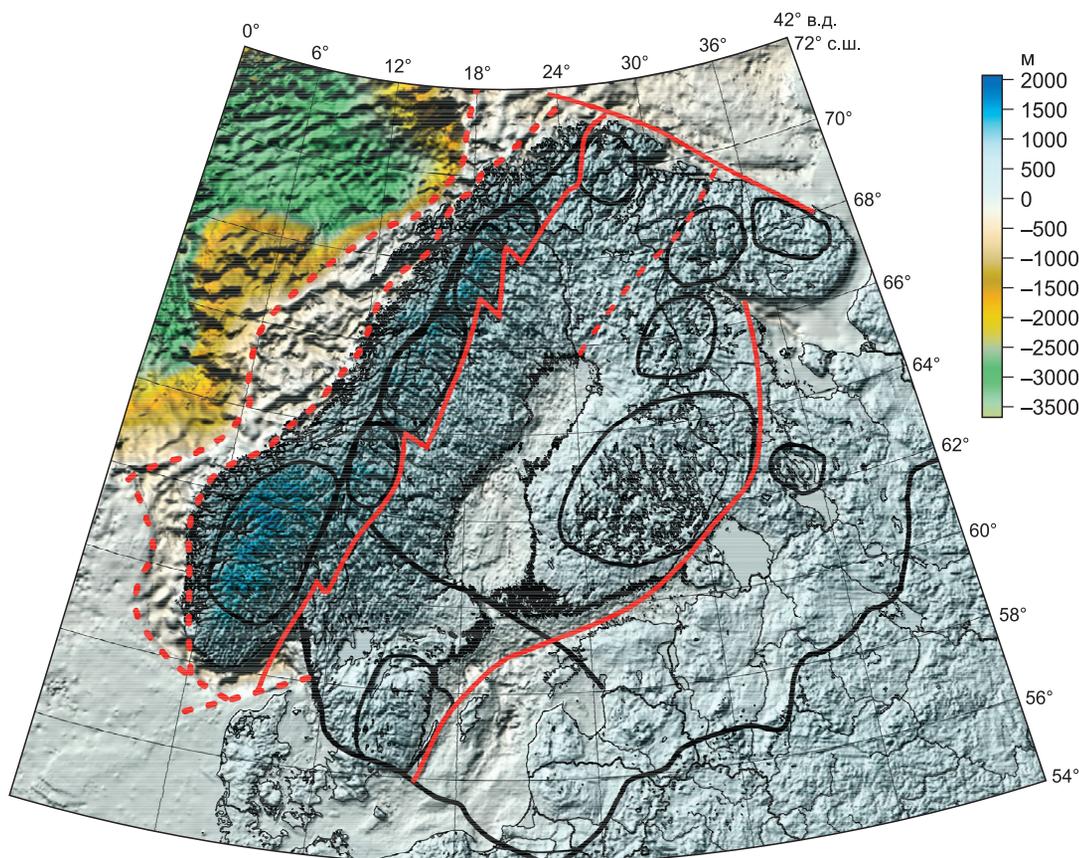
Со стороны Восточно-Европейской платформы можно выделить еще одну переходную зону, которая содержит приподнятые округлые участки с более расчлененным рельефом и большим количеством озер. Таких округлых поднятий можно выделить 4 или 5. Наиболее крупное — в Южной Финляндии и Карелии, которое примыкает к с.-з. краю Ладожского озера. Следует отметить, что многие озера в Скандинавии имеют ледниковое происхождение.

Другие более мелкие поднятия расположены к северу и востоку от Южно-Финляндского поднятия и в южной части Швеции.



**Рис. 2.** Общее суммарное (м) поднятие Фенноскандии (а) [Simon et al., 2018] с добавлениями авторов.

Черной линией обозначен предел оледенения во время последнего его максимума [Morner, 1980]; отклонения этой линии от усредненной и симметричной картины поднятий отражают локальные поднятия на ранней стадии (около 9 тыс. лет, ареалы 1 и 2), промежуточные поднятия (4000 лет, ареалы 3—5) и современный максимум поднятия (ареал 6). б и в: максимальные отклонения от усредненной картины отрицательные (б), где поднятие преувеличено, и положительные отклонения (в), где поднятие недооценено по сравнению с рассчитанным изостатическим поднятием [Fjeldskaar et al., 2000; Ojala et al., 2004]; сплошные синие линии — контуры этих областей отклонений. г: горизонтальные скорости станций, полученные по GPS наблюдениям (красные стрелки с эллипсами 95%-й достоверности), цветной шкалой отображены скорости поднятий и опусканий [Ojala et al., 2004]. Штриховые синие линии — оси локальных поднятий (см. текст).



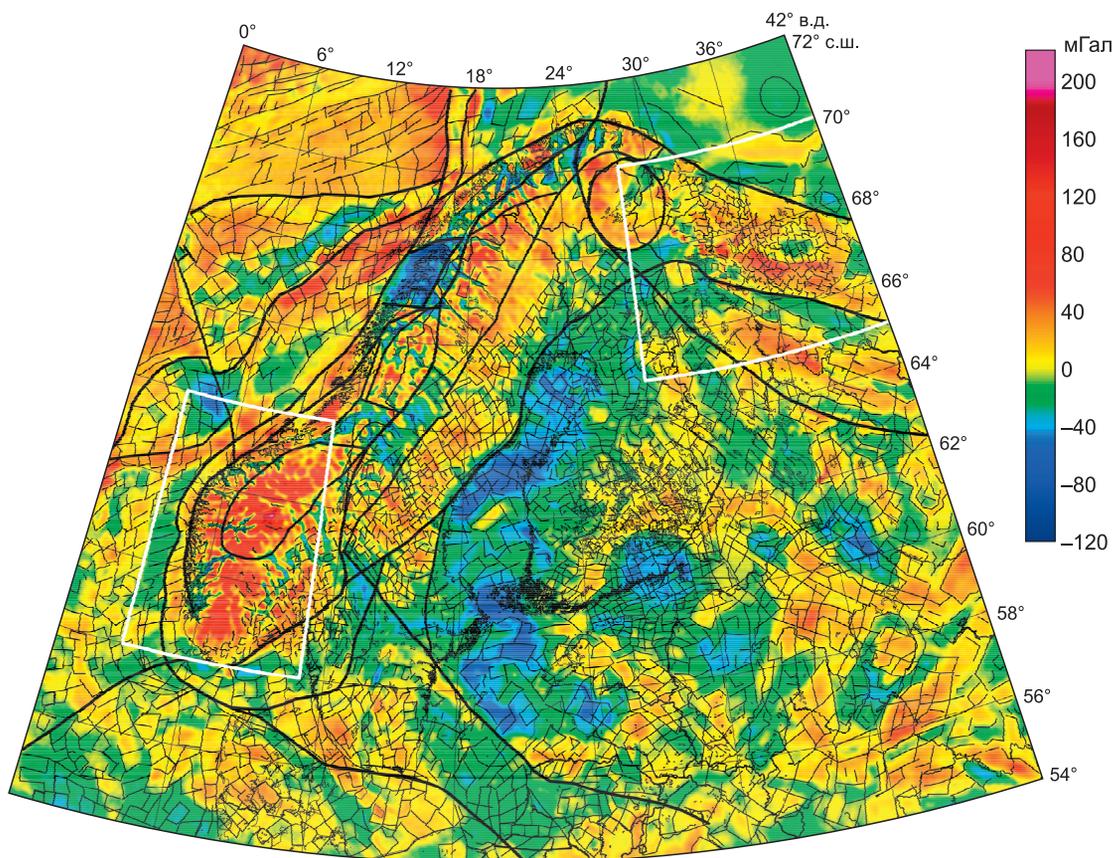
**Рис. 3. Теневая модель высот рельефа Скандинавии и прилегающей части Восточно-Европейской платформы и морей.**

Серыми, синими и голубыми тонами показаны разные высоты постледниковых поднятий, белый тон — прибрежная зона и мелководный шельф, коричневый и зеленый — континентальный склон и океаническое поднятие. Красными линиями показаны границы осевого максимального поднятия с максимумом синего цвета в Южной Норвегии и окружающих зон и граница второй промежуточной зоны на платформе с локальными поднятиями, показанными черными овалами. Черная линия — линия максимального оледенения.

Остальная часть Восточно-Европейской платформы (нижний правый угол на рис. 3) характеризуется однородным решетчатым структурным рисунком с отдельными округлыми поднятиями. Решетчатый рисунок важен в том отношении, что наложение постледникового поднятия на такую структуру будет проявляться в блоковых поднятиях и других деформациях, наследующих эту древнюю деформационную решетку.

Эта область Восточно-Европейской платформы подразделяется на две части узкой зоной конечных морен последнего оледенения, фиксируемая в рельефе моренами и высокой концентрацией мелких озер, контролируемой южной границей ледника на время 20 тыс. лет (см. рис. 1, 3). Совпадение этой границы оледенений и рельефных форм границы зоны максимальной толщины ледника с зоной максимального поднятого и деформированного рельефа на рис. 3 подтверждает достаточную точность реконструкций на рис. 1, 2.

На рисунке 4 приведена карта гравитационных аномалий в свободном воздухе по глобальной модели поля DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016]. Далее эти аномалии будем называть аномалиями Фая для краткости и по аналогии с использованием термина в разведочной геофизике. Ввиду большой роли расчлененного рельефа в формировании аномалий Фая мы рассмотрели и аномалии Буге (рис. 5), которые по построению должны в меньшей степени зависеть от локальных изменений рельефа. Используемые нами аномалии Буге рассчитаны с помощью интернет-сайта ICGEM (<http://icgem.gfz-potsdam.de/home>) по модели гравитационного поля EIGEN-6C4 [Förste et al., 2014] и предполагают плотность пород рельефа, влияние которого вычитается из аномалий Фая, равную  $2.67 \text{ г/см}^3$ . Если плотности пород рельефа отличаются от выбранного стандарта, то в аномалиях Буге проявления рельефа должны остаться. Однако следует иметь в виду, что диапазон «аномальных» плотностей пород верхней части коры для



**Рис. 4. Гравитационные аномалии Фая той же площади, что и рис. 3, по модели DTU15 [Andersen et al., 2016].**

Утолщенными черными линиями показаны тектонические границы и границы зон с разной структурой гравитационного поля, тонкими линиями — блочная структура, отраженная в гравитационном поле. Белыми линиями околтурены области детального рассмотрения (рис. 6—9, 11, 13—15).

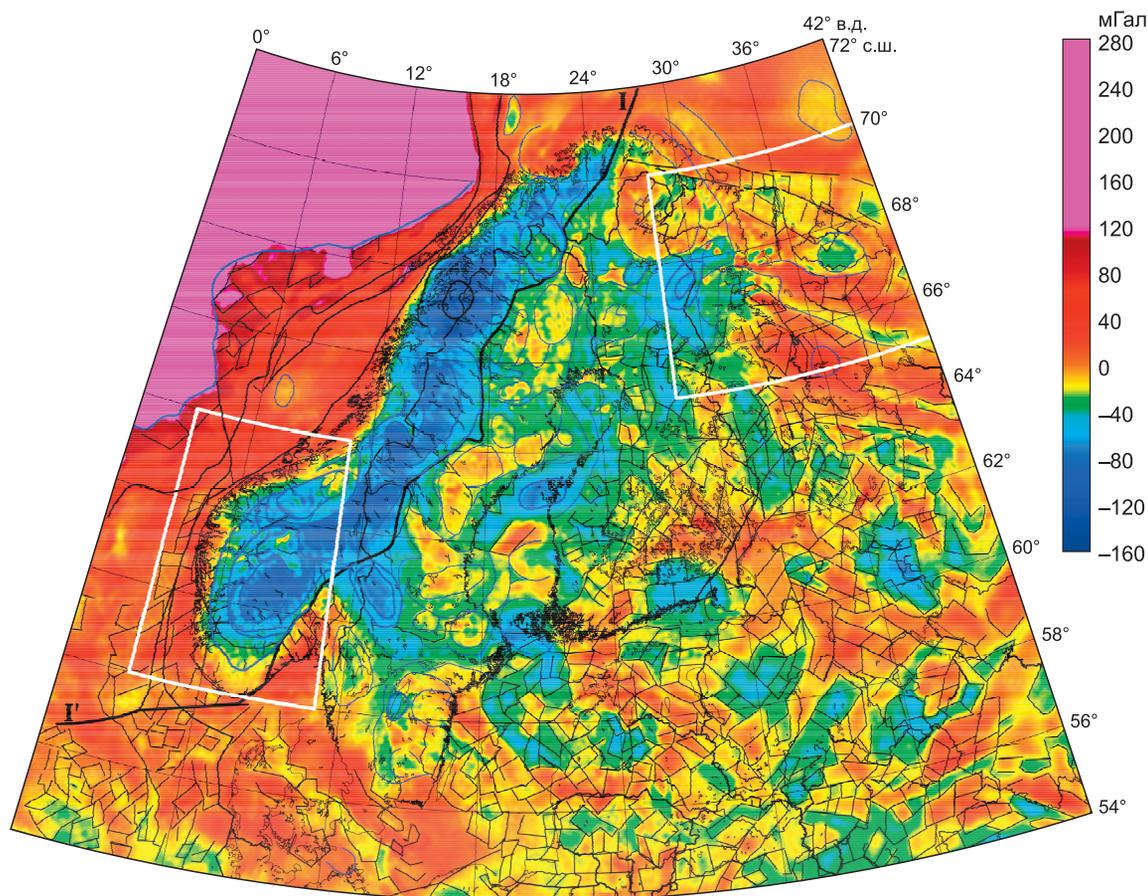
региона Фенноскандии лежит в пределах  $\pm 0.17 \text{ г/см}^3$  [Olesen et al., 2002; Глазнев и др., 2015]. Следовательно, гравитационное влияние «аномальных» плотностей в аномалиях Буге не больше 0.7 мГал на каждые 100 м превышения рельефа, и, соответственно, меньше 7 мГал — для 1000 м, и аномалии интенсивностью больше указанных значений можно однозначно связывать с плотностными неоднородностями, имеющими протяженность по глубине, существенно превышающую вариацию высот рельефа. Региональные аномалии Буге, таким образом, характеризуют глубинные структуры, в первую очередь поведение границы Мохо.

На представленной карте (см. рис. 5) в аномалиях Буге отражена структура среднего слоя континентальной литосферы и блоковая структура постгляциальных поднятий, являющаяся, вероятно, результатом различной скорости поднятий, обусловленной разной их плотностью. Проявляется в гравитационных аномалиях и структура нижней коры и границы Мохо, обнаруживающая овалы максимального утолщения коры [Gradmann, Ebbing, 2015]. Возможно, эти коровые неоднородности изостатически неуравновешенны [Gradmann, Ebbing, 2015] и, соответственно, представляют участки максимальной скорости начальной фазы постгляциального поднятия в норвежской части Скандинавии (см. рис. 5), а также объясняют мозаичную структуру остальной площади Восточной и Европейской платформ, отраженные в разной степени и на рис. 4 и 5. Мозаичная структура гравитационных аномалий на рисунках 4 и 5 показана с помощью тонких линий, разделяющих локальные аномалии разных знаков. Эта система линий складывается в структуры с выраженными закономерностями, определяемыми элементами разной формы. Во многих случаях трассировка «структурообразующих» линий неоднозначна из-за слабых градиентов поля и проводилась исходя из закономерностей на смежных площадях. Полученные мозаичные структуры для аномалий Фая и Буге различаются в основном из-за упомянутой неоднозначности проведения границ аномалий и значительного вклада прямого влияния рельефа в аномалиях Фая, которое существенно уменьшено в аномалиях Буге. Эти проблемы рассмотрены на деталь-

ных участках территории Южной Норвегии и Кольского полуострова (см. рис. 4, 5). На этих участках для трассирования границ блоков был использован совместный анализ аномалий Фая и Буге, карты неоднородности рельефа, представленные в функции двумерного лапласиана высот [Добрецов, Василевский, 2018]. Везде далее функция лапласиана высот приводится в нормировке на максимальное значение на площади изучения.

Аномалии Буге (см. рис. 5) показывают интенсивные ( $-90 \dots -160$  мГал) отрицательные величины в зоне максимально повышенного и расчлененного рельефа, захватывая зону норвежских каледонид и прилегающую часть Восточно-Европейской платформы. Менее интенсивные (до  $-80$  мГал) и небольшие по размерам отрицательные аномалии установлены в южной и центральной частях Ботнического залива и вблизи Кандалакшского залива, образуя довольно широкую полосу небольших ( $0 \dots -30$  мГал) отрицательных аномалий от  $59$  до  $70^\circ$  с.ш. На северном конце этой полосы около Мурманского фьорда видна отрицательная аномалия (до  $-40$  мГал), окруженная кольцом положительных значений поля до  $+120$  мГал. Аналогичная структура, наблюдается в штатах Висконсин и Мичиган (США), не совпадает с границами зон, установленными по рельефу (рис. 3), поскольку из аномалий Буге в значительной мере убрано его влияние, и в региональном плане они отражают глубинные неоднородности нижней коры и рельефа Мохо и мощности мантийной части литосферы. Это частично объясняет разные величины аномалий Фая и Буге.

Сильнейшие отрицательные аномалии Буге в области норвежских каледонид (см. рис. 5) отражают максимальное утолщение легкой гранитизированной коры и в целом коррелируются с зоной наиболее высокого и расчлененного рельефа, как и «корни поднятий» коллизионных сооружений (Альпы и др.). Но здесь коллизионное утолщение произошло, скорее всего, в девоне, а в кайнозое сохранилась только часть этого утолщения, например, как под герцинидами Урала или каледонидами Казахстана. Но давление образовавшегося ледника мощностью около  $3$  км в максимальной степени вдавило участки



**Рис. 5.** Гравитационные аномалии Буге на той же площади, что и рис. 3, 4 по модели EIGEN-6C4 [Förste et al., 2014].

Тонкими синими линиями усилены контуры отрицательных гравитационных аномалий в зоне максимальных поднятий зональных аномалий в промежуточной зоне, тонкими черными линиями — границы зон в океанической зоне и решетка блоков на платформе. Линия I-I' отделяет зону наиболее сильных отрицательных аномалий.

более легкой «толстой» коры. Это вызвало реакцию «всплывания», и максимально вдавленные участки после таяния льда стали максимально быстро подниматься сначала (11 тыс. л. н.) со скоростью 10—12 см/год, затем около 9 тыс. лет назад со скоростью 2—4 см/год, современная скорость поднятия не превышает 1.6 см/год (см. рис. 2, з) [Артюшков, 1979; Ojala et al., 2004; Lidberg et al., 2010; Simon et al., 2018].

Не совпадает также интенсивность и форма отрицательных гравитационных аномалий с деталями рельефа. Южно-Норвежская аномалия близка по форме к овалному поднятию рельефа, но максимальная высота (гора Галхёпигген) достигает 2470 м и располагается на краю аномалии. Самая интенсивная и округлая аномалия Буге отражается в рельефе узким и небольшим поднятием с центром в районе горы Кебнекайсе высотой 2117 м, которая на 350 м ниже и почти меньше Южно-Норвежского массива. Высоты поднятий до 850 м (см. рис. 2, а) или 2000 м на порядок больше первоначально рассчитанных поднятий на уровне 200—250 м [Артюшков, 1979]. Вероятнее всего, рассчитанные поднятия отражают его позднюю стадию (последние 3 тыс. лет).

В переходной зоне, между отрицательными аномалиями в поднятой зоне Норвегии и плоской частью платформы, наблюдается сочетание овалных и угловатых аномалий (см. рис. 5). На остальной части Восточно-Европейской платформы, на которой отсутствуют постгляциальные поднятия, хорошо видна мозаичная структура гравитационного поля, сходная по форме и размерам с мозаичной структурой, наблюдаемой на этих же площадях в аномалиях Фая (см. рис. 4), но более мелкой размерности структур. Тем не менее умеренные отрицательные аномалии Буге (до  $-60$  мГал) на этой площади имеют прямоугольные или ромбические формы (в рисовке карты изолиний) с отчетливыми острыми углами, аналогичные положительным аномалиям интенсивностью до  $+60$  мГал, отражающим угловатые блоки разной плотности. Возможно, эта структура отражает также более крупную мозаичную структуру нижней коры. Контуры и знаки аномалий Фая и Буге в основном совпадают, но интенсивность и размеры аномалий, как правило, заметно отличаются (положительные аномалии Буге заметно больше, а отрицательные меньше, чем аномалии Фая), это, возможно, соответствует разным размерам блоков в верхней и нижней коре, что заметно на многих сейсмических разрезах.

Установленные общие обзорные закономерности для большого региона — Скандинавское поднятие и его обрамление (см. рис. 3—5) — следует проверить и детализировать на ключевых участках. В качестве ключевого участка для зоны максимального поднятия мы выбрали Южную Норвегию, а для промежуточной зоны — Кольский полуостров.

### ДЕТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И СОПОСТАВЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ НОРВЕГИИ И НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

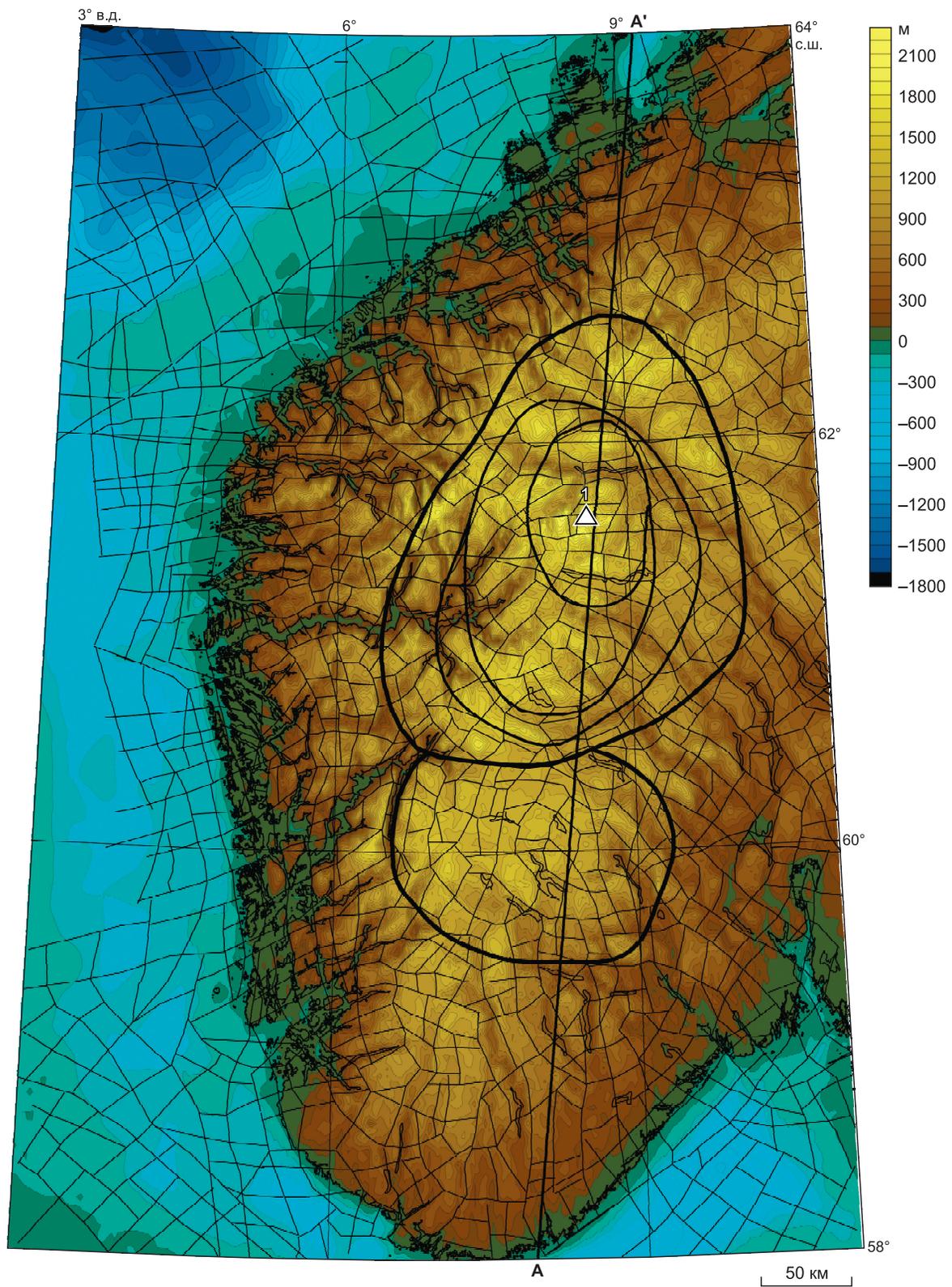
Ключевой участок в Южной Норвегии показан на рис. 6—9 между  $58$  и  $64^\circ$  с.ш. и  $3$ — $11^\circ$  в.д.

Для удобства сравнения структур, имеющих отражение в гравитационных полях и рельефе, нами была создана единая система границ блоков, которые проводились на основе анализа карт рельефа, карт трансформаций рельефа (двумерный лапласиан [Добрецов, Василевский, 2018]) и карт гравитационных аномалий Фая и Буге. Рельеф на суше и на морском дне (см. рис. 6) построен по базе данных DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016], шаг — одна угловая минута, что определяет его высокую детальность ( $\sim 1.8 \times 0.9$  км). Хорошо видны максимально поднятые блоки (более 2000 м), оконтуренные овальными линиями.

Главной особенностью рельефа этой части Фенноскандии — куполовидное овальное поднятие радиусом около 210 км с центром поднятия в т. 1 (гора Галхёпигген, высота 2470 м, помеченная на рис. 6 белым треугольником), сложенное кирпичеподобными блоками с глубокими врезами фьордов с крутыми склонами и плоским днищем. Крупнейший Согне-фьорд врезается в сушу на 204 км, достигая подножия горы Галхёпигген — высшей точки поднятия. В то же время (см. рис. 6) в длину — это серия нескольких овалов, вложенных друг в друга при общей длине суммы овалов около 600 км. Высота крутых бортов Согне-фьорда достигает 1310 м. С учетом эрозии и накопления осадков на дне фьорда можно принять толщину блоков (кирпичиков) не менее 1.5—2.0 км. В центре поднятия преобладают менее крупные блоки размером около  $6 \times 4 \times 1.5$  км, в прибрежной части размер блоков вырастает в 4—5 раз до  $30 \times 15 \times 2$  км. Часть блоков имеет форму ромба или параллелограмма в зависимости от угла пересечения границ блоков. Денудация в северных условиях слабая, преобладают осыпи и курумы, искажающие первичные границы. Но этот вопрос (о роли денудации) заслуживает специального изучения.

На континентальном склоне сохраняются контуры наиболее крупных блоков размером  $40 \times 20$  или  $30 \times 20$  км, по-видимому, из-за перекрытия более мощными слоями молодых, слабосцементированных осадков, поэтому мелкие блоки не видны. В целом эта структура Южной Норвегии протягивается от  $58$  до  $63^\circ$  с.ш. на 600 км при ширине до 350 км.

Карта трансформаций рельефа (рис. 7) создана для более четкого выделения структур, имеющих характерные размеры мелких гравитационных аномалий. Во-первых, эта карта позволяет более четко



**Рис. 6. Карта рельефа Южной Норвегии.**

Блоковая структура, восстановленная по комплексу данных, показана тонкими линиями. Точка 1 — максимальная высота 2470 м. Овалы оконтуривают серию основных поднятий. Линия А-А' — положение профиля, приведенного на рис. 10.

выявить особенности рельефа на фоне значительных перепадов высот, а во-вторых, на участках слабых горизонтальных градиентов гравитационных аномалий позволяет облегчить трассировку блоков в случаях, когда их границы отвечают как особенностям рельефа, так и гравитационных полей.

Карта гравитационных аномалий Фая (рис. 8) подтверждает мелкоблоковую структуру этого участка Скандинавии, проявленную в рельефе (см. рис. 6, 7) и даже несколько уточняет ее, поскольку границы блоков в континентальной части еще более четкие и прямолинейные. Овальные структуры на

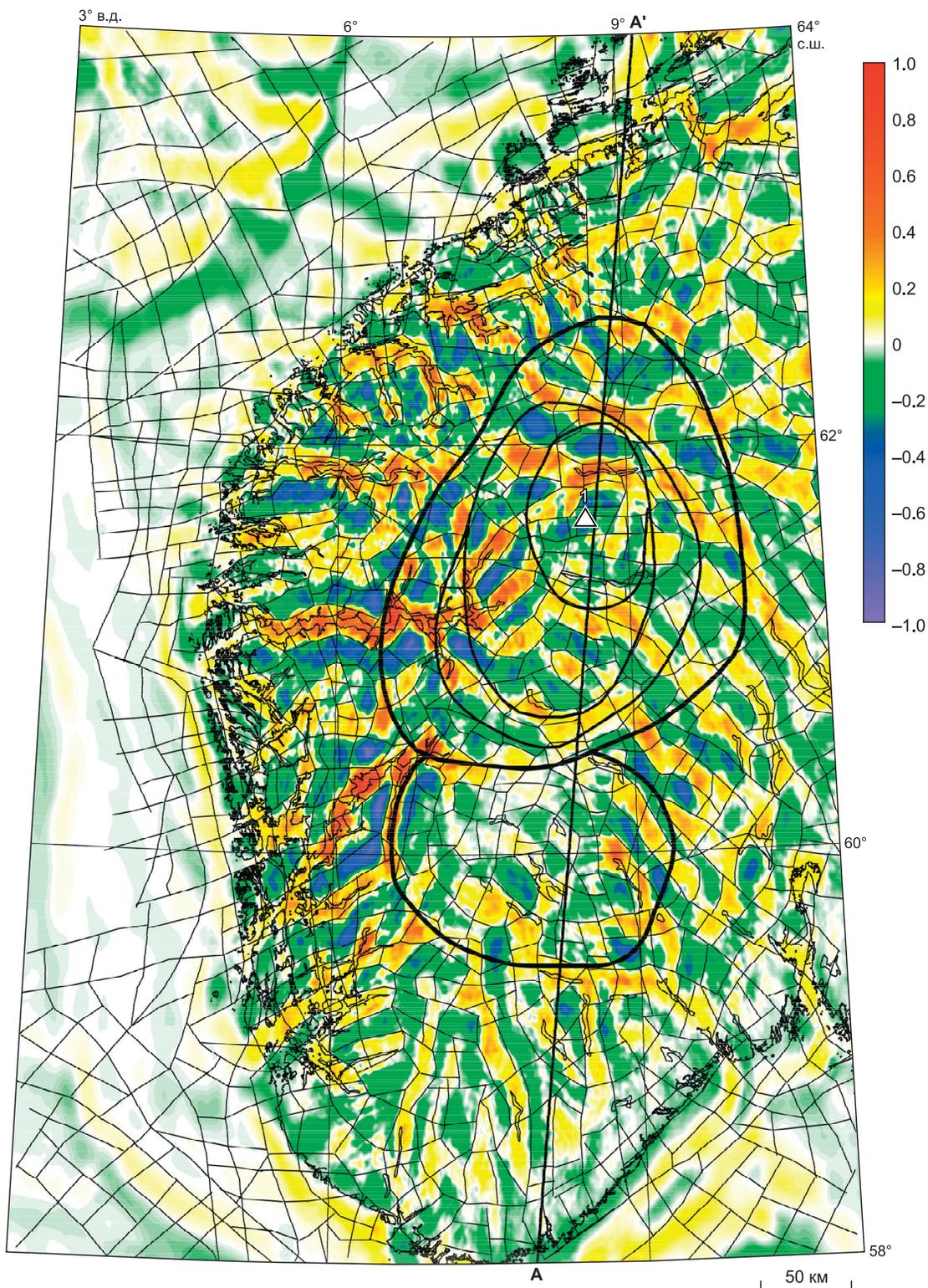
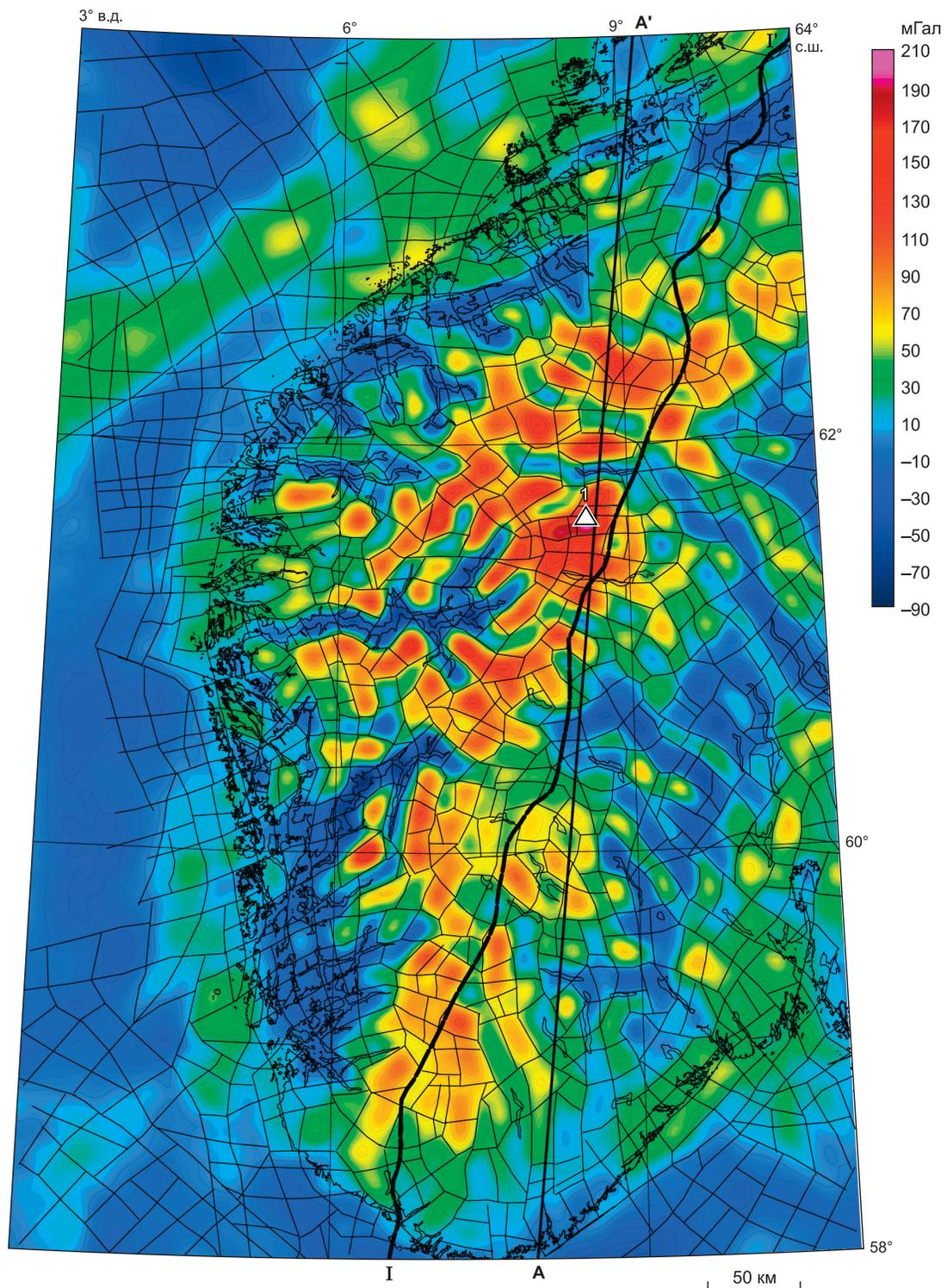


Рис. 7. Карта трансформаций рельефа Южной Норвегии (функция двумерного лапласиана, нормированного на максимальное для всей области значение).

рис. 8 видны хуже, исключая внешние обрамления и частично овальные структуры в центральной, наиболее приподнятой части. Сами блоки однородны или слабозональные (менее 10 мГал). Основной перепад величины локальных аномалий, соответствующий латеральным вариациям плотности пород, фиксируется около границ блоков по всему периметру или большей части периметра блоков.



**Рис. 8. Гравитационные аномалии Фая в Южной Норвегии и окружающих морях по модели DTU15 [Andersen et al., 2016].**

Границы блоков показаны тонкими линиями. Линия I—I' — приблизительное положение границы зон с разным строением подстилающей мантии при меньшей вариации мощности коры. Линия А—А' — профиль, предоставленный на рис. 10.

За пределами континента и мелководной части шельфа гравитационное поле недифференцированно, преобладают значения от 0 до  $-30$  мГал (см. рис. 8). Лишь в с.-з. углу выражены полосы положительных аномалий (до  $+60$  мГал), слабее в юго-западной части рис. 8. В этом состоит отличие от карты рельефа (см. рис. 6, 7), где его мозаичность видна повсеместно на дне морской территории до  $3^\circ$  в.д. В целом на карте аномалий Фая наблюдается уменьшение контрастности и увеличение размера аномалий от центра поднятия к его периферии, особенно в морской части, где размер блоков достигает  $40 \times 30$  км. Для понимания структуры, отраженной в гравитационном поле, важно установить, где проходит граница блоковой (решетчатой структуры), но в морской области здесь возникают дополнительные трудности, связанные с молодыми осадками.

На карте гравитационных аномалий Буге (рис. 9) ярко выражена концентрическая зональность структуры с радиально-лучистыми центрами, где отрицательные аномалии достигают  $-100 \dots -120$  мГал, окруженные голубой каймой  $-40 \dots -60$  мГал и далее желто-зеленой каймой  $0 \dots -40$  мГал. Размеры этих аномалий достигают 200 км, что отражает, по-видимому, крупные структуры в основании коры, но в переходной зоне присутствуют и более мелкие овальные и концентрические аномалии другой природы.

Такое радиально-лучистое зональное строение характерно для двух аномалий — первая в центре южной половины полуострова и вторая к с.-в. от него ( $\sim 62^\circ$  с.ш., попадает в поле рис. 9 большая западная часть). К северо-западу от них располагается более сложная аномалия с двумя радиально-лучистыми центрами и брекчиевидным строением с варьированием величины аномалий от  $-90$  до  $-30$  мГал.

Эти три аномалии на рис. 9 отличаются также по соответствию аномалиям Фая на рис. 8: юго-восточная часть первой (южно-центральной) аномалии Буге и практически вся восточная аномалия Буге соответствуют также отрицательным аномалиям Фая на рис. 8, тогда как с.-з. (большая) часть первой аномалии и практически вся третья (северная) аномалии Буге соответствует положительным  $+30 \dots +130$  мГал аномалиям Фая на рис. 7 (т. е. инверсионным соотношениям  $-100 \dots -120$  мГал аномалии Буге и до  $+130$  мГал аномалии Фая). Возможно, это отражает разные (более чем на 10 км) мощности коры [Artemieva, Thybo, 2013; Maupin et al., 2013; Gradmann, Ebbing, 2015] или разное строение подстилающей мантии при меньшей вариации мощности коры [Gradmann, Ebbing, 2015]. Линия I-I', разделяющая эти области, проведена на рис. 8 и 9 ориентировочно.

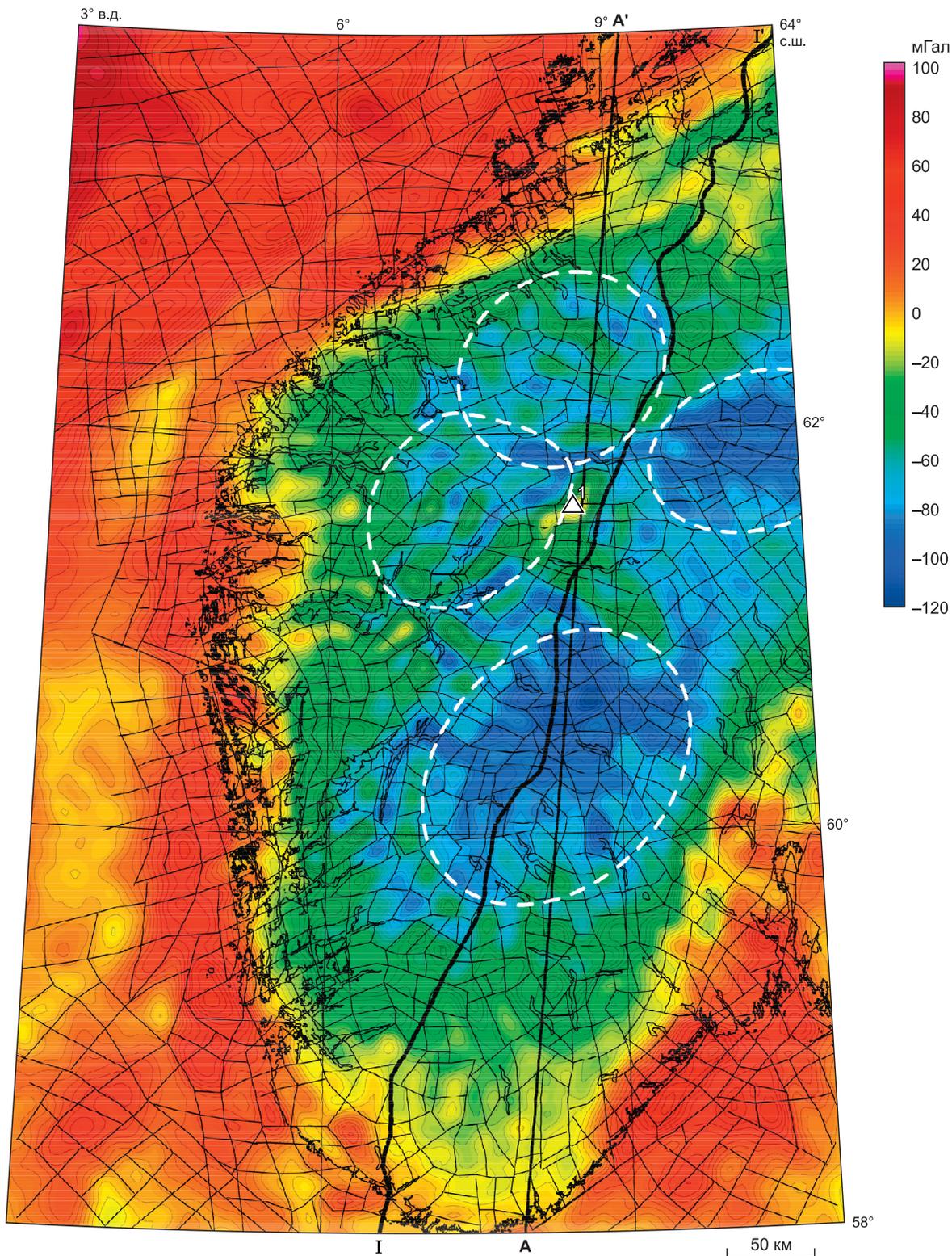
На рисунках 6—9 показано положение профиля А-А', по которому сделаны сечения соответственно: рельефа, функции лапласиана рельефа, аномалий Фая и Буге (рис. 10). Приведенные сечения с очевидностью показывают определяющее влияние рельефа на локальные гравитационные аномалии. Белые линии функции лапласиана очень хорошо соответствуют поведению аномалий Фая. Большая часть локальных аномалий Фая находит свое отражение в аномалиях Буге. Как уже говорилось ранее, все локальные аномалии с интенсивностью более 7 мГал соответствуют плотностным вариациям, которые затрагивают глубины, превышающие локальные вариации рельефа. Поскольку эти локальные аномалии Буге коррелируют с вариациями рельефа, мы можем предположить, что природа их одинакова, а именно — в значительной степени динамическая. Либо в результате гляциальных движений происходило неравномерное вертикальное перемещение смежных блоков, что выводило на один гипсометрический уровень породы с разной плотностью, либо блоки с разной плотностью имели разную скорость воздымания-опускания, что направляло или усиливало первый процесс. На профиле аномалий Буге (см. рис. 10) отчетливо видно гравитационное влияние компенсационных корней поднятия рельефа как плавное прогибание всей кривой на  $50—100$  мГал.

Сейсмичность Скандинавии проявляется в трех основных субпараллельных поясах. Самый внешний сейсмический пояс проходит по границе континентальной окраины в Северном море. Средний пояс идет по побережью Северного моря, а внутренний пояс — по западному берегу Ботнического залива. Первые две зоны максимальной энергии сейсмичности коррелирует с зонами резкого изменения мощности коры, а внутренняя зона — с областью максимального послеледникового поднятия [Redfield, Osmundsen, 2015].

**Район Кольского полуострова** рассмотрен до  $65^\circ$  с.ш. в качестве южной границы и до  $28^\circ$  в.д. на западе (рис. 11, а). На этой территории поднятые области с расчлененным рельефом располагаются на севере, около Варангер-фьорда и Мурманского фьорда, а также в центральной западной части района от оз. Инариярви до Ревды-Кировска-Апатиты-Кандалакшского залива. Высоты рельефа здесь достигают 1110 к юго-западу от мыса Нордкин и около 400—600 м в районе Ковдора, обе точки на водоразделе вдоль российско-финской и норвежско-финской границ. В массиве Хибины в районе городов Кировск и Апатиты высоты также достигают 1050—1140 м.

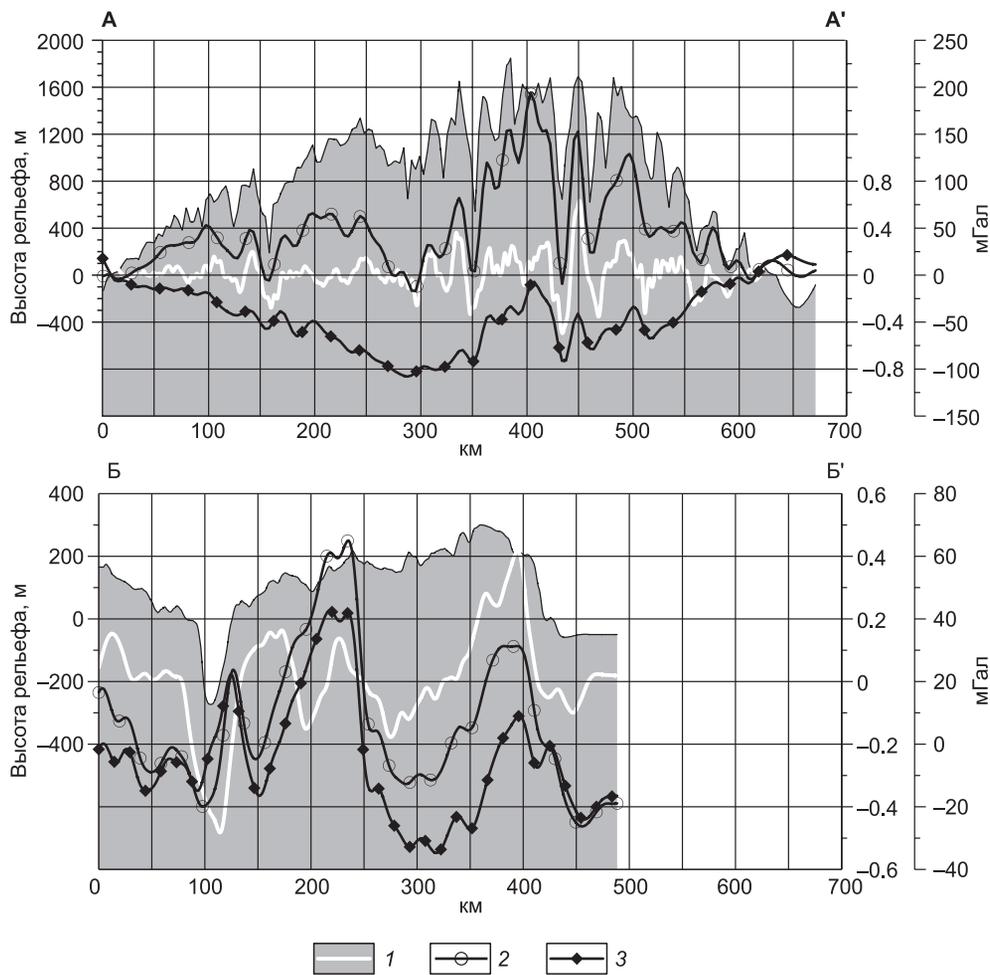
Полуостров Рыбачий и Мурманский фьорд характеризуются блочным расчлененным рельефом с многочисленными разломами и напоминает среднегорный рельеф Южно-Норвежского региона (см. рис. 3). В районе Мурманского фьорда и Кандалакшского залива наблюдается слабая сейсмичность [Панасенко, 1969; Николаева, 2001; Асминг и др., 2010].

Прилегающая часть до широты  $68^\circ$  (см. рис. 11, *a*) образует сочетание округлых поднятий максимальных размеров в прибрежной части Кольского полуострова между  $36$  и  $40^\circ$  в.д. с мелкоблоковой структурой между ними. Типичное строение расчлененного рельефа в районе Кандалакша-Апатиты-Хибины (г. Кировск) показано на рис. 11, *б*. Здесь черными линиями изображены разломы и сдвиги,



**Рис. 9. Гравитационные аномалии Буге в Южной Норвегии.**

Блоковая структура, восстановленная по комплексу данных, показана тонкими линиями. Белые штриховые линии — границы трех овальных структур. I-I' — то же, что на рис. 8.



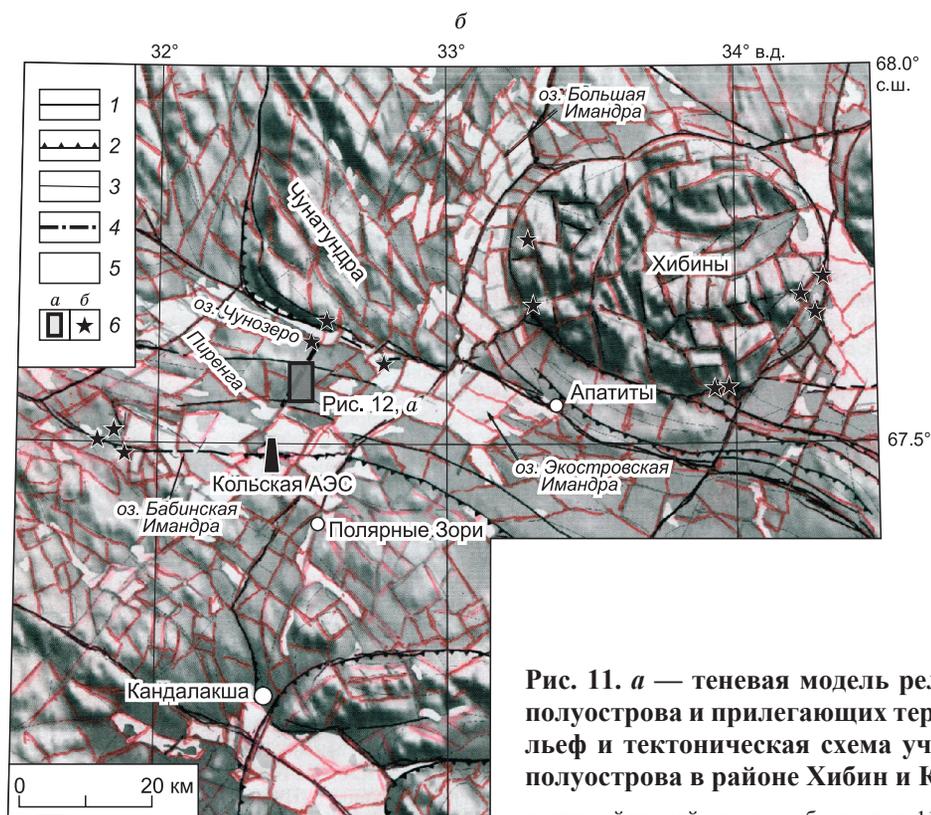
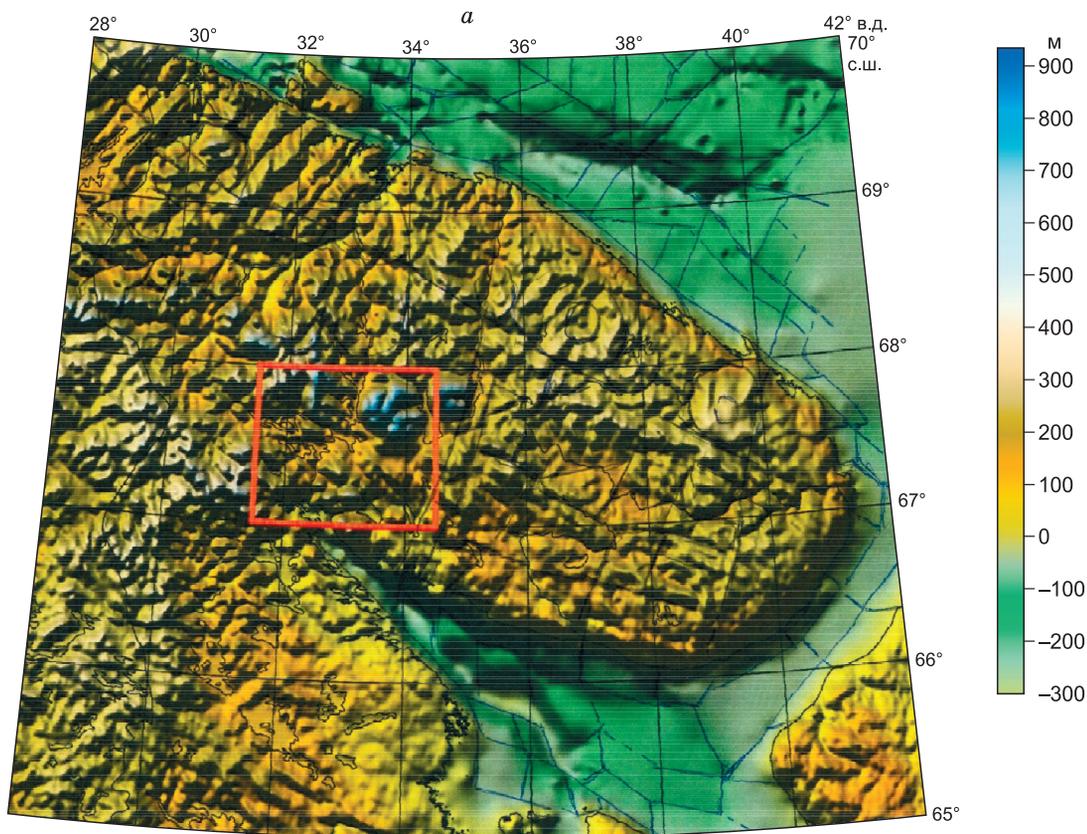
**Рис. 10. Вверху: профиль А—А', проходящий по Южной Норвегии (см. рис. 6—9). Внизу: профиль Б—Б', проходящий по Кольскому полуострову (см. рис. 13—15).**

Тонкая черная линия, ограничивающая серую заливку, — сечения рельефа (шкала высот слева), 1 — функции лапласиана рельефа (левая шкала справа  $\pm 0.8$ ), 2, 3 — соответственно аномалий Фая и Буге (правая шкала в мГал).

снятые с геологической карты [Геологическая карта..., 2001] и в основном отраженные на аналогичном рисунке в работе [Николаева и др., 2018]. Они вырезают как округлые тела (Хибины —  $50 \times 40$  км, Полярные Зори —  $30 \times 20$  км), так и удлиненные блоки  $40 \times 10$  км (блок Апатиты к востоку от Кольской АЭС),  $40 \times 20$  км (огибающие Хибинские блоки),  $25 \times 10$  км (Кандалакшский залив), аналогичные крупным блокам в среднегорье и вблизи побережья (см. рис. 6).

Красными линиями на рис. 11, б показана дополнительная структурная сетка с использованием контуров ледниковых озер, бухт в Кандалакшском заливе, выраженных форм рельефа в обрамлении этого залива в районе Хибинского массива, Чунатундры и к северо-западу от нее, менее надежно на территории между этими опорными участками. Несмотря на некоторую условность этой решетки, она вырезает блоки, аналогичные минимальным блокам (см. рис. 3) размером от  $10 \times 3$  до  $2 \times 3$  км, в среднем  $6 \times 4$  км, а также средним — мелким блокам (см. рис. 6).

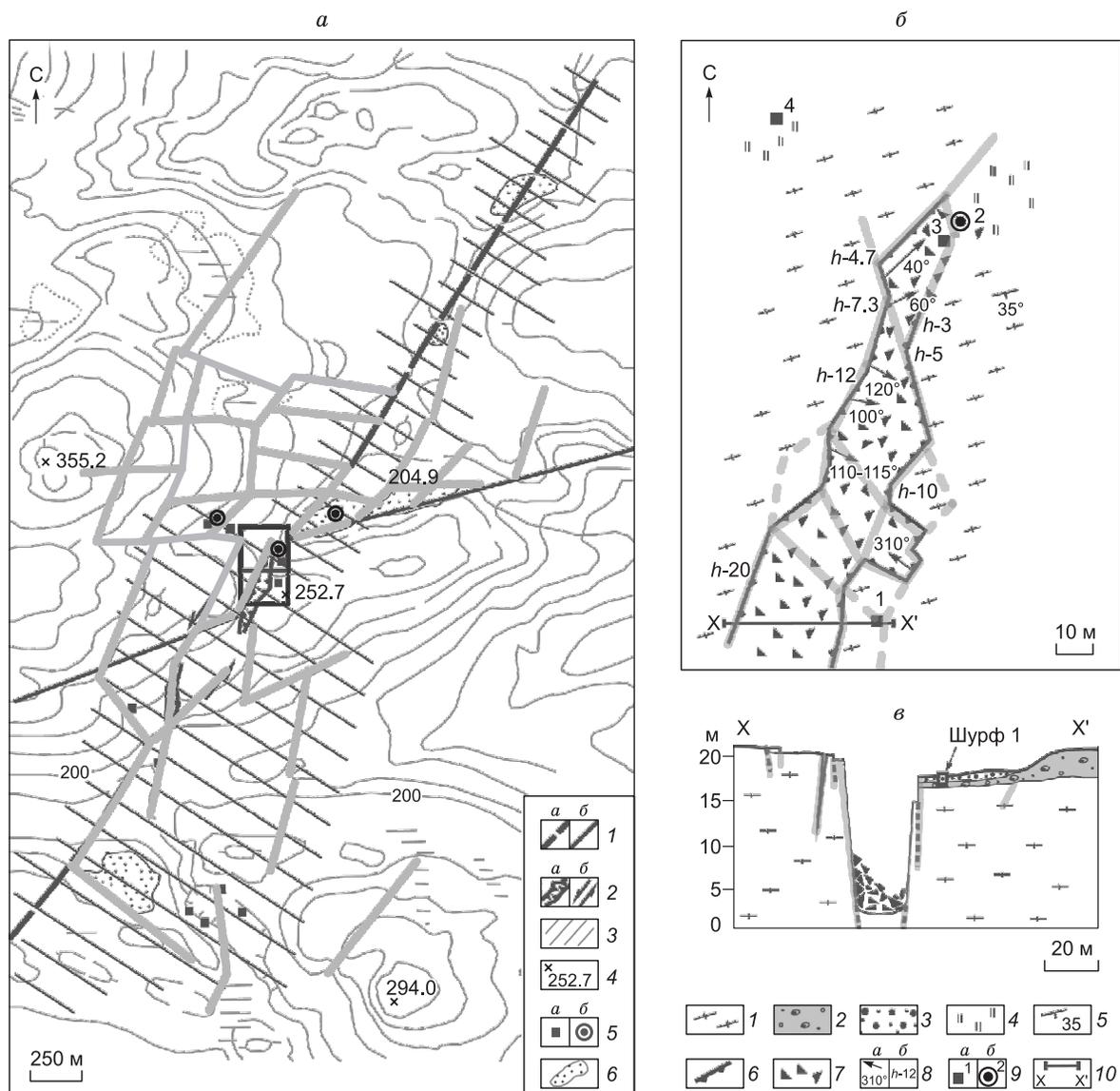
На площади поднятия в районе Чунозера и Кольской АЭС (см. рис. 11, б) установлены узкие щелеобразные зоны растяжения длиной 400—1000 м и шириной до 50 м [Евзоров, Николаева, 2003; Николаева и др., 2018]. Такие три зоны и детальное строение одной из них приведены на рис. 12. Глубина таких щелеобразных структур достигает 30 м. Они представляют локальные зоны растяжения при общей сдвиговой картине деформаций (см. рис. 12, б, в), вероятно, структуры типа «пулл-апарт». Подобные или несколько более крупные локальные зоны растяжения (до 2.0—2.5 км длиной и глубиной до 50—100 м) описаны ниже в шт. Висконсин (США). Фьорды Скандинавии, по крайней мере частично, представляют также зоны растяжений, поскольку их конфигурация повторяет решетчатую структуру поднятия и лишь частично радиально обрамляют наиболее высокую его часть. Троговые ледниковые



**Рис. 11. а — теневая модель рельефа Кольского полуострова и прилегающих территорий. б — рельеф и тектоническая схема участка Кольского полуострова в районе Хибин и Кандалакши.**

*а:* красной рамкой показана область рис. 11, б. Тонкими линиями выделены границы блоков в море и прилегающей части суши. *б:*

границы геодинамических зон: 1, 2 — главных: без определения характеристик (1), штрихи в сторону падения сместителя (2); 3 — второстепенных; 4 — активизированный в последлениковое время участок разлома; 5 — элементы гидрографии; 6а — участок детальных исследований, показанный на рис. 12, бб — палеосейсмодислокации [Геологическая карта..., 2012; Николаева и др., 2018].



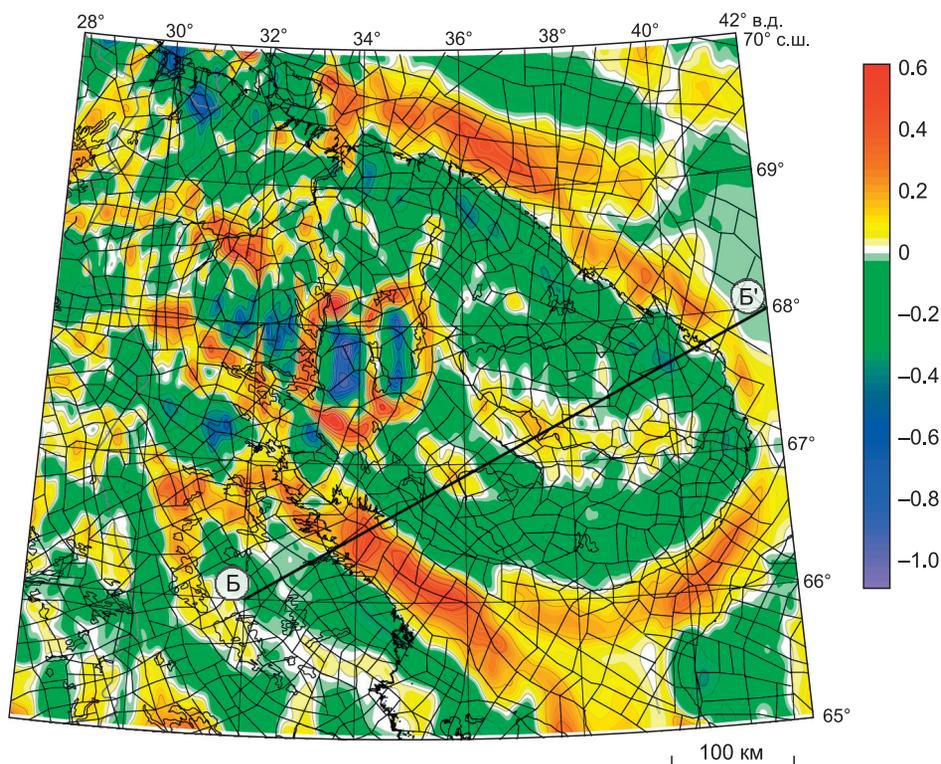
**Рис. 12. Стрoение сейсмoтeктoнических нарушений [Николаева и др., 2018] и детальная структура в выделенном черном прямоугольнике на рис. 11, б.**

*a*: 1 — активные разломы: главные (*a*), оперяющие (*б*); 2 — ущелья (*a*), сдвиги (*б*); 3 — участки трещиноватости и дробления пород; 4 — высотные отметки рельефа (м); 5 — пункты изучения разрезов рыхлых отложений: шурфы (*a*), скважины (*б*); *б* — озера; горизонталы рельефа проведены через 20 м; прямоугольником выделена область, детализированная на рис. б. *б, в*: 1 — гнейсограницы; 2 — морена; 3 — водно-ледниковые отложения; 4 — болота; 5 — элементы залегания пород; *б* — уступы; 7 — обвальнo-глыбовый материал; 8 — азимуты простираения длинных осей обвалов (*a*), высота уступов в метрах (*б*); 9 — шурфы (*a*), скважины (*б*); 10 — линия профиля X—X'. Сетка оранжевыми линиями на рис. *a* и *б* — разбиение на блоки, сделанная нами по аналогии с сеткой на рис 11, б (выполненной красными линиями).

долины в горах более прямолинейные, широкие вверху, вниз сужаются (во фьордах — наоборот) и не повторяют зигзаги блоковой структуры (см. рис. 6). Таким образом, в зависимости от масштаба и скорости поднятий, размеры (длина и глубина) щелевидных зон растяжения уменьшаются от 200 до 1—2 км и от 2 до 0.1 км. Фьорды в Норвегии длиной до 200 км (см. рис. 6) мы также считаем трещинами растяжения.

Наблюдается также геометрическое подобие всех узоров, связанных с поднятием и растяжением. В частности, структурный рисунок и блоки размерностью 0.3—3.0 км на рис. 12, *a* подобны структурному рисунку и блокам размерностью на порядок более 5—30 км на рис. 11, *б* и *в*.

На рисунке 13 показаны трансформация рельефа (двумерный лапласиан) с осреднением, подходящим для дальнейшего сопоставления особенностей рельефа с гравитационными аномалиями. На рисун-



**Рис. 13. Карта трансформаций рельефа Кольского полуострова и окружающих территорий (функция нормированного двумерного лапласиана).**

Линия Б—Б' — положение профиля, приведенного на рис. 10.

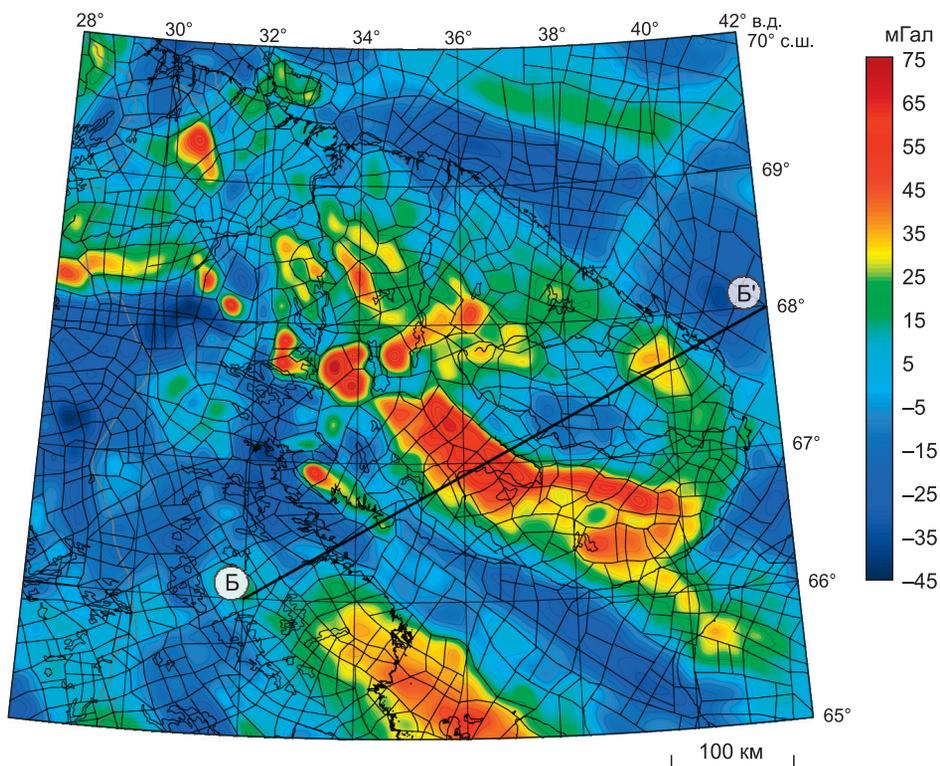
ке 14 приведены гравитационные аномалии Фая от  $-50$  до  $+56$  мГал, т. е. интервал 106 мГал в 2 раза меньше интервала аномалий 200 мГал в Норвегии (см. рис. 8). Контурные аномалий менее ровные и четкие, чем на рис. 8. Тем не менее отчетливо видны округлые положительные аномалии в районе Хибинского и Ловозерского массивов щелочных пород и положительные аномалии базит-ультрабазитовых массивов Чунатундра, Мончегорский и Федоровский.

Выделяются крупные отрицательные аномалии размером до 300—400 км округлой формы в центре Кольского полуострова и прямоугольной формы в прибрежной части Баренцева моря. В последнем случае они, скорее всего, отражают молодые осадочные процессы рифтогенной природы. Отрицательная аномалия на Кольском полуострове окружена кольцами положительной аномалии и имеет другую природу. Видно, что поведение аномалий Фая в значительной степени соответствует лапласиану рельефа (см. рис. 13).

Аномалии Буге на Кольском полуострове (рис. 15) в целом повторяют узор аномалий Фая (см. рис. 14), но аномалии Буге смещены в сторону положительных значений и потому они шире, также устанавливаются четкие аномалии в северо-западной прибрежной полосе Кольского полуострова. Обращает на себя внимание узкая отрицательная аномалия на северном борту Кандалакшского залива, ограничивающая область беломорской складчатости и заканчивающаяся кольцевой овальной структурой. Сопоставление рельефа и аномалий Буге позволяет сделать заключение об определяющей роли плотностных неоднородностей коры в формировании аномального гравитационного поля. В региональной аномалии в центральной части полуострова прослеживается влияние корней возвышения рельефа.

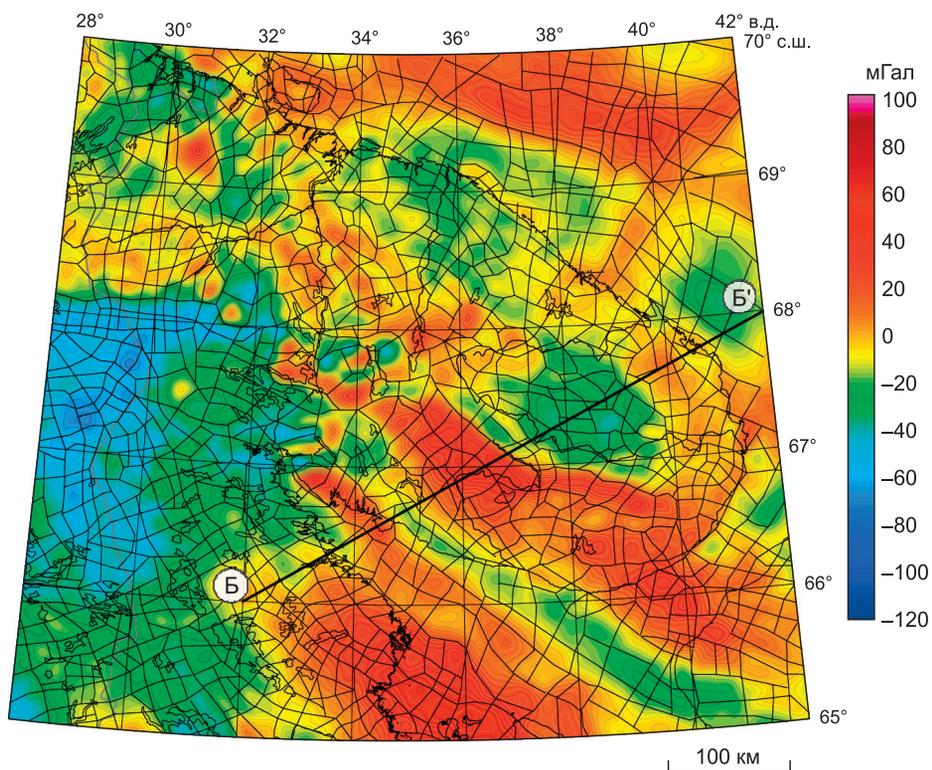
Кольцевые овальные аномалии (см. рис. 14, 15) являются главными особенностями гравитационного поля Кольского региона. Лучше они видны на рис. 15, где фиксируются не менее семи таких структур размером от 500 до 250 км. В левом верхнем углу видна наиболее крупная структура диаметром около 500 км, радиально пересекаемая Мурманским фьордом и названная выше Мурманской (см. рис. 5). Здесь в центре, на пересечении меридиана  $30^\circ$  в.д. и параллели  $69^\circ$  с.ш., установлена положительная аномалия Буге до  $+40$  мГал, окруженная желто-зеленой зоной от  $-5$  до  $-30$  мГал и вновь положительной пятнистой аномалией от 0 до  $+40$  мГал.

Другая крупная зональная аномалия сходного размера занимает юго-восточную половину Кольского полуострова. Но в центре здесь только интенсивная отрицательная аномалия Буге до  $-50$  мГал, а



**Рис. 14. Гравитационные аномалии Фая для Кольского полуострова и окружающих территорий.**

Тонкие линии — структурная решетка, отражающая блоковую структуру, выделенную по комплексу гравитационных карт и трансформации рельефа, по данным гравитационной модели DTU15 [Anderson, 2016].



**Рис. 15. Гравитационные аномалии Буге для Кольского полуострова и окружающих территорий, по данным модели EIGEN-6C4 [Förste et al., 2014].**

Тонкими линиями выделена блоковая структура.

положительная кольцевая аномалия до +60 мГал окружает отрицательную. Вблизи этих аномалий четыре более мелкие — две на дне Баренцева и Белого морей также с отрицательными значениями в центре и две западнее. Упомянутая кольцевая аномалия, примыкающая к заливу Кандалакша, и аномалия на борту Баренцева моря расположены на 50 % в море, на 50 % на суше, обе с удлиненными положительными аномалиями в центре. Еще две небольшие зональные округлые аномалии находятся между Мурманской и Кандалакшской аномалиями и к юго-востоку от Кандалакши, обе с положительными аномалиями в центре.

В первом приближении эти аномалии сходны с аномалиями Буге (см. рис. 9) в Южной Норвегии, особенно сильное сходство проявляется для редукции Фая (см. рис. 8, 14). Но в континентальных аномалиях Буге (см. рис. 15) почему-то появляются в центре округлые положительные зоны. Аномалии в Южной Норвегии располагаются в области каледонид и, возможно, связаны с каледонским утолщением орогенного пояса. В Кольском регионе названные зональные аномалии могут быть связаны с древней беломорской, частично с саамской орогенцией. Более простые аномалии без положительных аномалий в центре, три из которых расположены в море, могут быть связаны с четвертичным оледенением. Природу других сложных аномалий еще предстоит выяснить, возможно, они связаны с плюмовыми интрузиями.

На рисунках 13—15 показано положение профиля Б-Б', по которому сделаны сечения: функции лапласиана рельефа, аномалий Фая и Буге (см. рис. 10). Прежде всего следует отметить конформность графиков аномалий Фая и Буге. Это объясняется малыми амплитудами локального изменения рельефа (и малыми локальными изменениями поправок Буге) по линии профиля: они не превышают 100 м, кроме района Кандалакшского залива на 90—120 км профиля. В целом графики рельефа и гравитационных аномалий мало похожи, можно говорить лишь о связи локальных изменений рельефа (протяженностью до 50 км) с локальными гравитационными аномалиями. Поэтому неудивительно, что белая линия функции лапласиана рельефа соответствует поведению графиков аномалий Фая и Буге в высокой степени. Исключением из этого почти полного соответствия является участок 125—175 км профиля, где положительная форма рельефа соответствует отрицательным гравитационным аномалиям. Это очевидно обусловлено значительным понижением плотностей пород Колвица-Умбинского гранулитогнейсового пояса [Korsman et al., 1997; Глазнев и др., 2015]. Интересно отметить также усиление локальных аномалий в редукции Буге по сравнению с исходными аномалиями Фая. Мы видим здесь эффект, противоположный наблюдаемому на профиле А-А' в Южной Норвегии. Объяснить это можно лишь пониженной плотностью пород, слагающих мелкие формы рельефа. На профиле аномалий Буге (см. рис. 10), так же как на профиле А-А', отчетливо видно гравитационное влияние компенсационных корней поднятия рельефа как плавное прогибание всей кривой на 20—25 мГал.

#### ПОСЛЕДНИКОВЫЕ ПОДНЯТИЯ НА КАНАДСКОМ ШИТЕ (шт. ВИСКОНСИН)

Канадский щит представляет ареал еще более грандиозных процессов постгляциальных поднятий. На рисунке 16, *а* приведена схематическая карта оледенения Канадского щита, и на рис. 16, *б* показаны амплитуды постледниковых поднятий, отражающих мощности ледников.

Оледенение на Тихоокеанском побережье (Кордильерский ледник) началось раньше, чем на Канадском щите, около 6 млн л. н. [Eyles, 1993]. Общий объем осадков, связанных с таянием Кордильерского ледника, на суше составляет 22 тыс. км<sup>3</sup>, а в морской части — 1218 тыс. км<sup>3</sup>, т. е. в 55 раз больше [Eyles, 1993; Лисицын, 2001]. Из них на шельфе отложено около 300 тыс. км<sup>3</sup> (т. е. в 12 раз больше, чем на суше), а у подножия континентального склона — более 800 тыс. км<sup>3</sup>. Это важно для оценки более позднего оледенения на щите.

Оледенение на Канадском щите (см. рис. 16, *а, б*), названное Канадским или Лаврентьевским ледником (по названию залива Святого Лаврентия или древнего континента Лаврентия), дало суммарно 105 тыс. км<sup>3</sup> ледниковых отложений в основном в зоне главных морен, показанных на рис. 16, *а*. На морском дне, главным образом на шельфе, частично на континентальном склоне, отложилось 1023 км<sup>3</sup> в виде полукольца, охватывающего ледник и зону морен. Это в 11 раз больше, чем на суше, что сопоставимо с отложениями на шельфе около Кордильерского ледника [Eyles, 1993; Лисицын, 2001]. Как отмечает А.П. Лисицын [2001], поток осадочного материала, связанный с ледником, делится на две части. Первая связана с самим льдом на суше, при таянии которого осадки выносятся и на сушу, и на шельф. Вторая часть образуется при нарастании ледника на море, где формируются рассолы с высоким содержанием взвеси (нефелоиды), которые формируют придонные массы и течения, в частности, холодный придонный эквивалент теплого течения Гольфстрим. Осадки, связанные с нефелоидами, лучше изучены в Тихоокеанском побережье, хуже — в Атлантическом, поэтому масса глубоководных осадков в Атлантике, по-видимому, недооценена.

Мощность льда на Канадском щите и связанных с ним поднятий (см. рис. 16, *б*) показывают три максимума — главный в районе Гудзонова залива, где суммарное поднятие превысило 900 футов (более

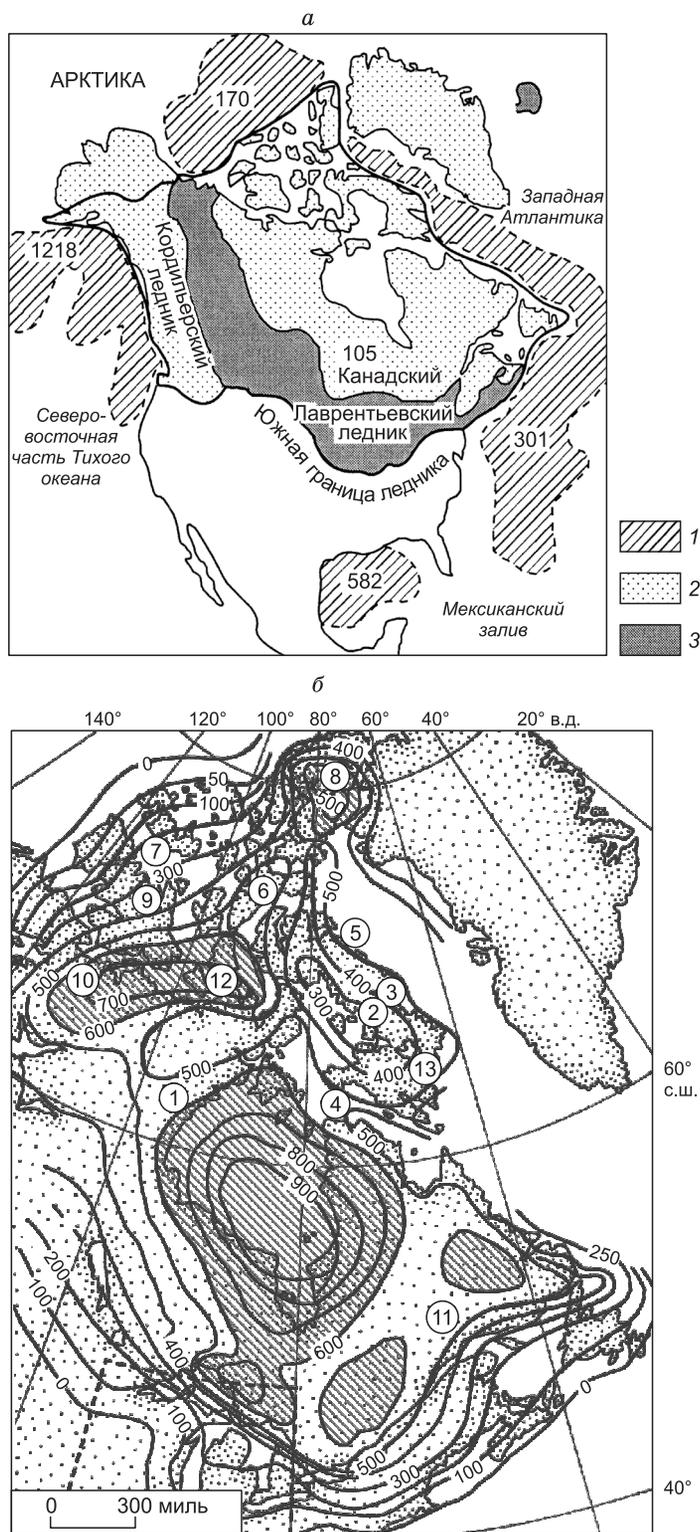


Рис. 16. *a* — распределение ледников в Северной Америке, объемы ледниковых отложений на континенте и на дне прилегающих участков моря [Eyles, 1993; Лицын, 2001]. *б* — амплитуды послеледниковой поднятия (в футах) в Северной Америке [Innes, Argun, 1966] с изменениями [Артюшков, 1979] и авторов.

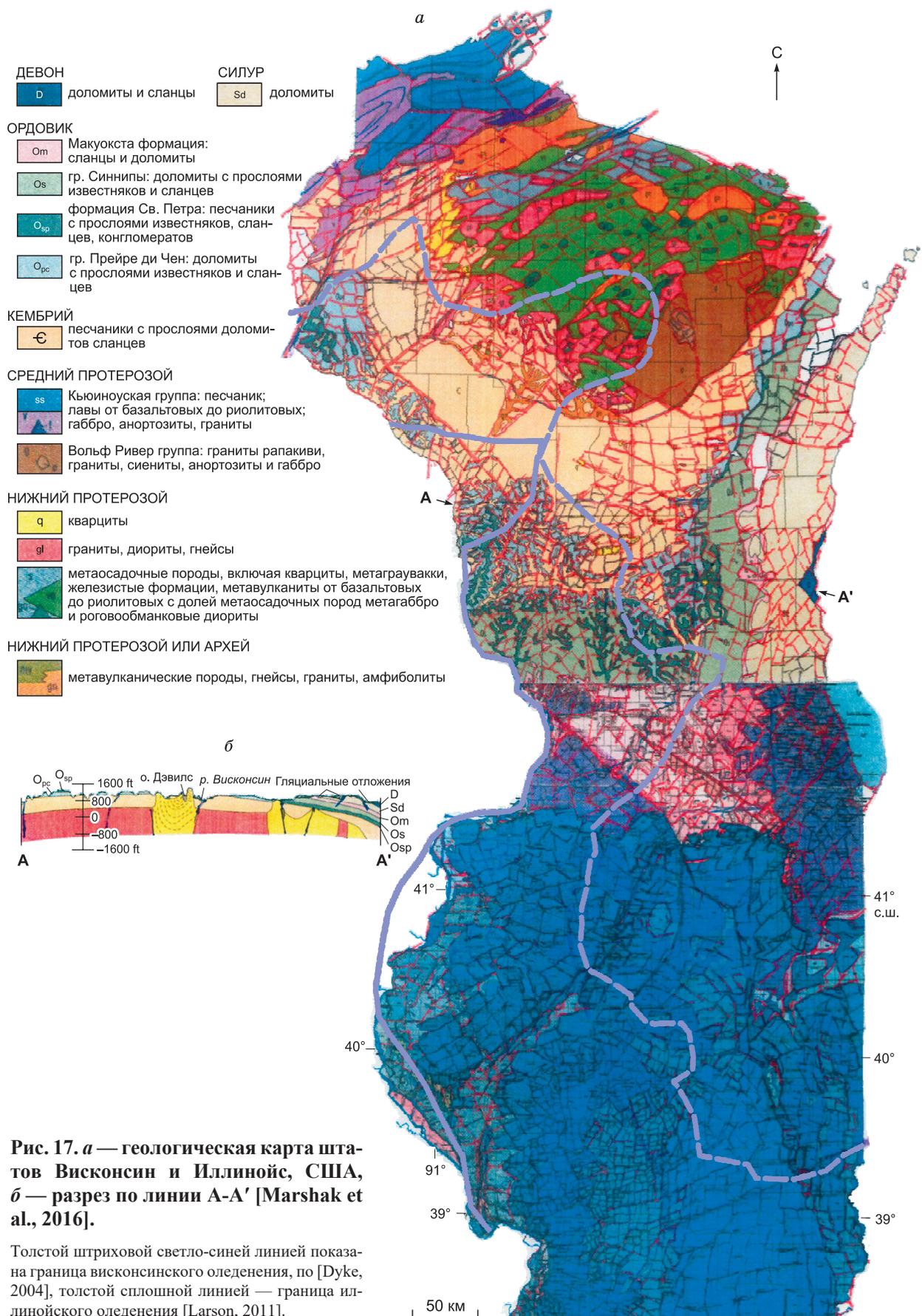
1 — *a*: области распространения гляциогравитов в океанах; 2 — области наземного оледенения; 3 — главные моренные отложения суши (цифры — тыс. км<sup>3</sup>). *б*: скорости поднятий в метрах. Штриховыми линиями внизу карты показан фрагмент участка, изображенного на рис. 18.

300 м), а мощность льда превышала 3 км, и пять дополнительных: два в районе Великих Озер и одно к северо-западу от Ньюфаундленда, где величина поднятия составляла около 550 футов (170 м) и два на о. Баффинова Земля и к югу от него с поднятием более 700 футов (220 м).

Мы не можем оценить и охарактеризовать все особенности, связанные с послеледниковыми поднятиями на этой огромной территории длиной около 3000 миль, и ограничимся участком в районе Великих Озер и южнее, который частично показан штриховыми линиями на рис. 16, *б* и охватывает штаты Висконсин, Мичиган, Иллинойс с наиболее яркими проявлениями в шт. Висконсин, почему и называется Висконсинским. Но даже в этом локальном регионе выделяются несколько эпизодов и множество фаз оледенения, что определяет сложность объекта исследования [Larson, Kincare, 2009; Larson, 2011; Curry et al., 2011; Syverson, Colgan, 2011].

Геологическая карта фундамента, перекрытого ледниковыми четвертичными отложениями, приведена на рис. 17, *a* по данным [Mickelson, Mc Cartney, 1979; Marshak et al., 2016]. Штриховой светло-синей линией показана юго-западная граница Висконсинского оледенения [Дуке, 2004], а сплошной линией — границы более раннего Иллинойского [Larson, 2011]. Максимальное послеледниковое поднятие совпадает с выступом докембрия на севере шт. Висконсин,

где хорошо проявлена блоковая полигональная структура поднятия и где размеры блоков около 10—15 на 3—10 км. Выступ окружен зоной прогибания с большой мощностью четвертичных и кембрийских-ордовикских осадочных пород, где блоковость не проявлена и вновь появляется вблизи границы оледенения, где выступают метаморфизованные позднедокембрийские породы Северо-Иллинойского поднятия. Она «просвечивает» и в осадочных породах кембрия—ордовика, окружающих оба выступа. На разрезе А-А' через эту зону (см. рис. 17, *б*) показано блоковое строение верхней части фундамента и сильная деформация позднедокембрийских кварцитов.

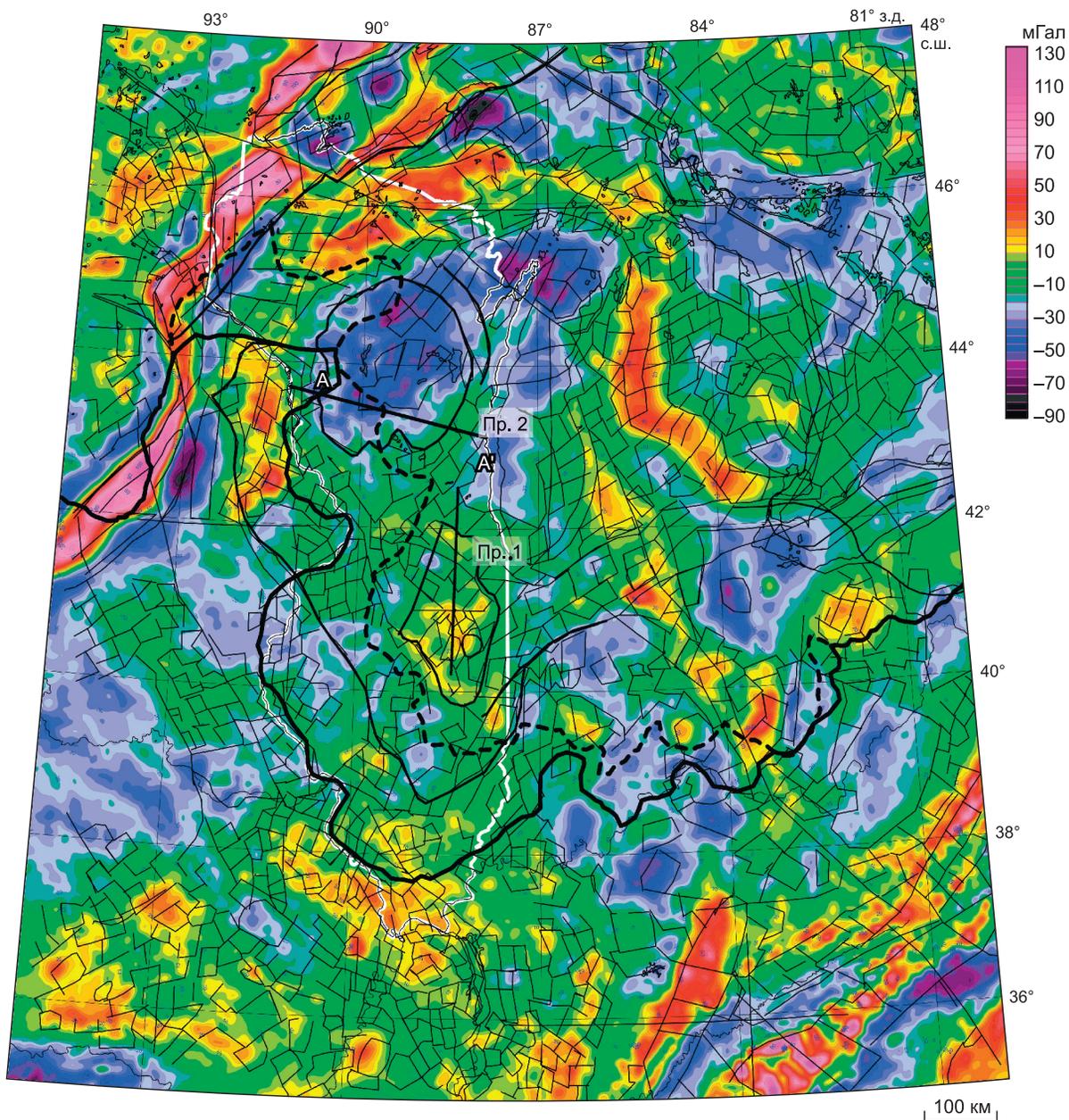


**Рис. 17. а** — геологическая карта штатов Висконсин и Иллинойс, США, **б** — разрез по линии А-А' [Marshak et al., 2016].

Толстой штриховой светло-синей линией показана граница висконсинского оледенения, по [Dyke, 2004], толстой сплошной линией — граница иллинойского оледенения [Larson, 2011].

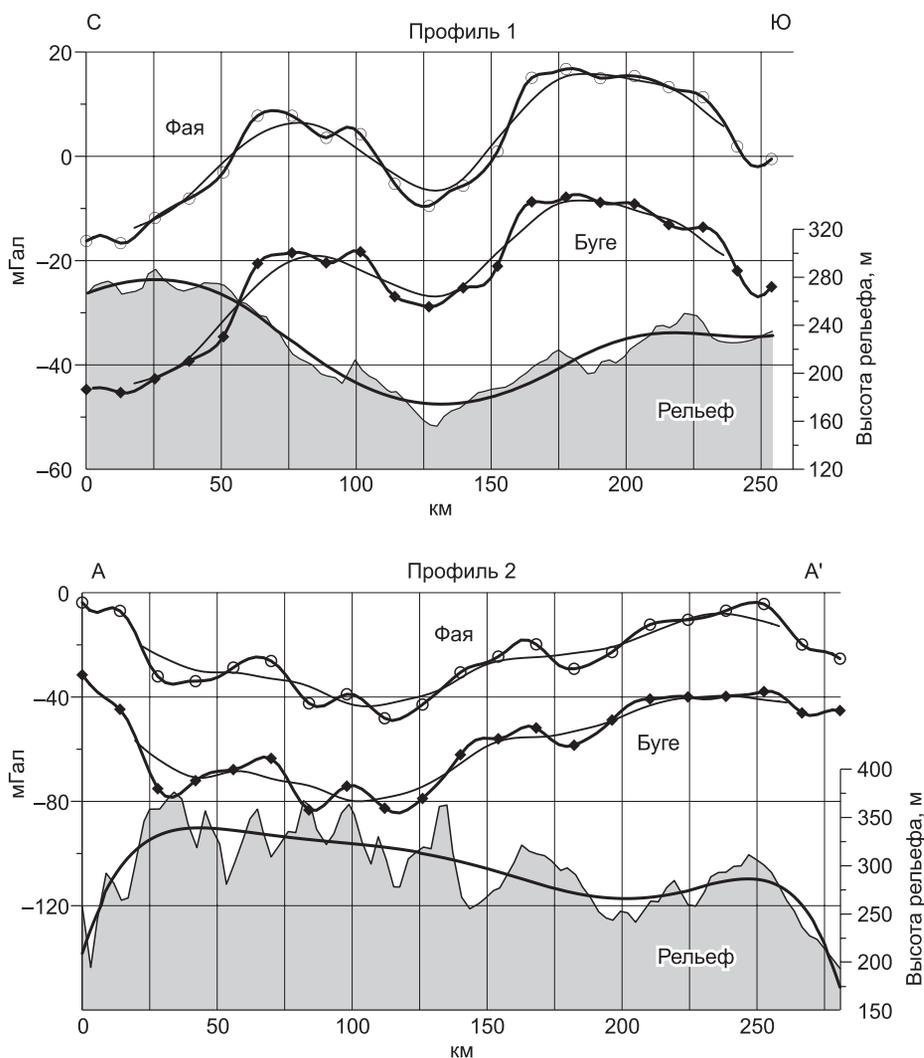
Построенная нами гравитационная карта аномалий Фая по базе данных DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016] охватывает более широкий регион большей части района Великих Озер Северной Америки (рис. 18). На карте белой линией показаны контуры геологической карты штатов Иллинойс и Висконсин, приведенной на рис. 17, толстая черная линия — граница иллинойского оледенения [Larson, 2011], а штриховая — висконсинского [Дуке, 2004]. Положения двух профилей для более детального обсуждения особенностей гравитационного поля территории обозначены черными линиями. Хорошо видна мозаично-блоковая структура на всей площади кратона между складчатыми поясами Аппалачи на юго-востоке и Дулут на северо-западе. В этих поясах структура линейная и не содержит заметной доли блоковых структур, а явно пересекает их.

В центре этой структуры, на месте выступа докембрийских пород на севере шт. Висконсин и прилегающей части шт. Мичиган выделяются четыре положительные аномалии до +75 мГал и три анало-



**Рис. 18. Гравитационная карта аномалий Фая для всего региона Великих Озер Северной Америки.**

Составлена авторами по базе данных DTU15 [Anderson et al., 2016]. Блоковая структура тонкими линиями выделена в пределах ареала висконсинского оледенения и между тектоническими поясами (в с.-в. и ю.-з. углу). Белой линией показан контур геологической карты, изображенной на рис. 17. Черной штриховой линией показана граница Висконсинского оледенения, по [Дуке, 2004], сплошной линией — граница иллинойского оледенения [Larson, 2011].



**Рис. 19. Два профиля рельефа и гравитационных аномалий Фая и Буге.**

Сглаженные гравитационные профили показаны более тонкими черными линиями. Аппроксимирующий сплайн рельефа отображен толстой черной линией. Положение профилей обозначено на рис. 18.

гичные положительные аномалии в шт. Мичиган между озер Мичиган и Гурон, соответствующие локальным докембрийским поднятиям. Они образуют кольцо, в центре которого двоякая отрицательная аномалия до  $-75$  мГал. В целом эта зональная гравитационная структура с перепадом 150 мГал ( $-75 \dots +75$  мГал) соответствует локальному центру оледенения, показанному на рис. 16, в некотором отношении подобна овальным структурам Южной Норвегии (см. рис. 6, 9) и Кольского региона (см. рис. 15).

Обширные отрицательные аномалии (см. рис. 18) сходны с аномалиями верхней мантии Северной Америки (между  $48^\circ$  и  $35^\circ$  с.ш.), описанные в работе [Mooney, Kaban, 2010], но приводимая нами карта гораздо более детальная.

На рисунке 18 показано положение профилей 1 и 2, по которым сделаны сечения рельефа и гравитационных аномалий Фая (рис. 19) и Буге, профиль 2 совпадает с сечением А-А' на геологической карте, приведенном на рис. 17, б. Карты аномалий Буге нами не приведены, поскольку они почти везде конформны аномалиям Фая, чему свидетельствуют профили на рис. 19. Приведенные сечения показывают сложную связь рельефа и гравитационных аномалий. На профиле 1 локальные аномалии Фая и Буге коррелируют с локальными изменениями рельефа, причем эта корреляция положительная. Крупные формы рельефа (протяженностью по профилю около 100 км) здесь связаны с гравитационными аномалиями двояко: в начале профиля корреляция между ними отрицательная, а в конце профиля — положительная. На втором профиле говорить о соответствии гравитационных аномалий крупным формам рельефа довольно сложно, очевидно, что основной вклад в крупные неоднородности гравитационного поля дают плотностные неоднородности коры (ср. с рис. 17, б). Локальные гравитационные аномалии

коррелируют с локальными формами рельефа, но корреляция эта как положительная, так и отрицательная, т. е. в нескольких случаях прогибам рельефа соответствуют положительные гравитационные аномалии и наоборот. Так же как для Скандинавии, там, где наблюдается корреляция локальных аномалий Буге с вариациями рельефа, можно предполагать их одинаковую природу. Возможно, что в результате гляциальных движений происходило неравномерное вертикальное перемещение смежных блоков, что вывело на один гипсометрический уровень породы с разной плотностью, или блоки с разной плотностью имели разную скорость воздымания—опускания, что направляло или усиливало первый процесс.

Несмотря на фрагментарность информации по оледенению на Канадском щите, отраженной на гравитационной карте (см. рис. 18), она в целом подтверждает аналогию со Скандинавским поднятием в смысле наличия локальных центров оледенения и возникновения мозаично-блоковых структур, обусловленных постледниковым поднятием, а также овальных аномалий Буге на границе кора—мантия над центрами оледенений.

## ДИСКУССИЯ

В обзорных работах последних лет много внимания уделяется скорости и амплитуде современных постледниковых поднятий, оцененных методами космической геодезии по спутникам (GPS), сейсмичности, связанной с этими поднятиями, соответствию моделям [Olsen, 1988; Fjeldskaar et al., 2000; Milner et al., 2001; Jhohansson et al., 2002; Ojala et al., 2004; Lidberg et al., 2010; Simon et al., 2018]. Частично эта информация была показана на рис. 2. Детальные карты гравитационных аномалий, построенные по современным глобальным моделям с привлечением спутниковых данных, используются недостаточно. Возможно потому, что достаточно точные (и пригодные для тектонического районирования) глобальные модели гравитационного поля, аналогичные по разрешению гравиметрическим картам аномалий Буге м-ба 1:1000 000, появились относительно недавно, лишь после публикации модели WGM 2008. Последняя представляет собой синтез на базе спутниковых моделей, осредненных по 5-минутной сетке имевшихся поверхностных гравиметрических наблюдений.

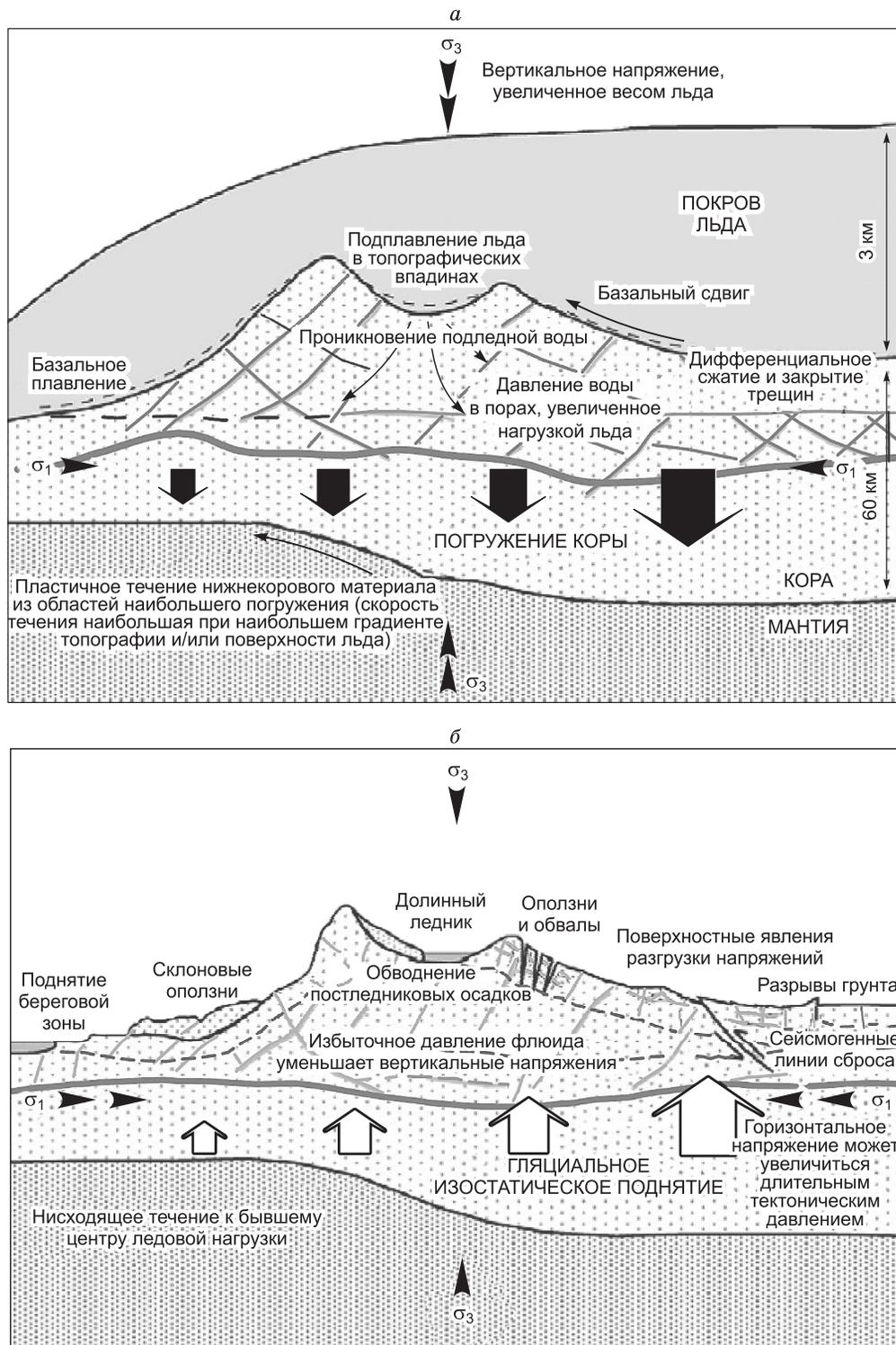
На рисунке 20 представлена схема реакции земной коры на погружение под давлением ледника и поднятия (всплывание) после таяния ледника [Johnston et al., 1998; Stewart et al., 2000; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018]. Предполагается изменение режима стресса с преобладанием вертикального сжатия на стадии оледенения на воздымание после оледенения с изменением соотношений сжатие—растяжение. Еще более важно, что на стадии сжатия обновляются трещины, а воздымание происходит в виде системы блоков с возникновением трещин растяжения (фьорды в Норвежском центре и локальные трещины растяжения на периферии) (см. рис. 3; 10, а, б; 15, б, в), что наилучшим образом подтверждается контрастным блоковым строением на гравитационных картах. Можно ожидать, что ледниковые—постледниковые опускания—поднятия активизируют часть более древних тектонических структур.

Утолщения в основании коры, созданные до оледенения, и другие тектонические структуры модифицируются нагрузкой оледенения (см. рис. 5, 9, 18), часто проявляются и глубинные структуры, подобные поверхностным структурам. Подобие структур в верхней, средней и нижней коре, конечно, неполное. В частности, в нижней части коры происходит перетекание материала и возникновение овальных структур разной степени сложности (см. рис. 5, 9, 15, 18).

Главный результат нашего исследования заключается в том, что использование цифровых гравитационных карт, созданных на базе глобальных гравиметрических моделей с привлечением спутниковых данных, позволяет показать структуру блоковых деформаций после оледенения в верхней коре по аномалиям Фая (см. рис. 4, 8, 14 и 18) и овальных структур в комбинации с блоковыми преимущественно в нижней коре по аномалиям Буге (см. рис. 5, 9, 15). Более полная интерпретация этих структур возможна на основе геологических данных в сочетании с моделированием.

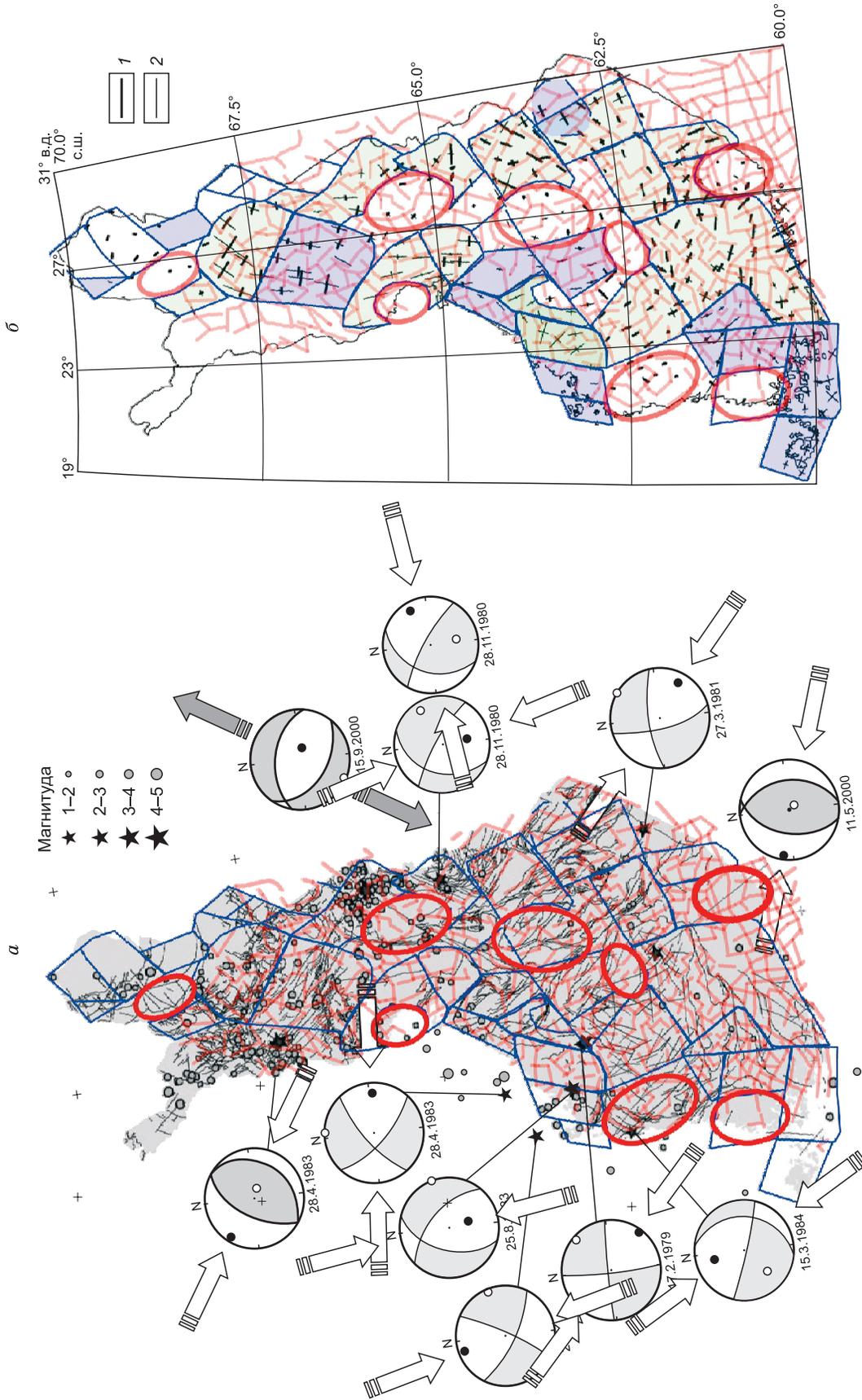
Вернемся к многостадийной модели процесса оледенения. Выше на рис. 2 и в многочисленных обзорах показано, что оледенения в Евразии достигали максимумов 120—150 тыс. л. н., 80—90, около 60 и около 20 тыс. л. н. Самую большую площадь и мощность ледники имели 140 тыс. л. н., 80—90 тыс. л. н. ледник в Европе занимал только 15 % прежней площади (часть Скандинавии), а в Азии Карский ледник сократился лишь на треть. Около 20 тыс. л. н. в Европе ледник восстановился на 70—80 %, а Карский ледник еще сократился, до 35—40 % прежней площади (см. рис. 1). Главным результатом этой истории оледенения — многократное повторение и множественность центров оледенений, которые возникали и исчезали, постоянно мигрируя по территории. Можно ожидать, что в разных центрах оледенения были и разные мощности льда [Гроссвальд, 1999; Svendsen et al., 2004; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018; и др.].

Моделирование Скандинавского ледника [Siegert et al., 2001; Svendsen et al., 2004] показало, что 140 тыс. л. н. максимальная его мощность была в Южной Норвегии и достигла 3100 м, 90 тыс. л. н. максимум сместился в Финляндию, 60 тыс. л. н. максимум при той же мощности 1750 м располагался



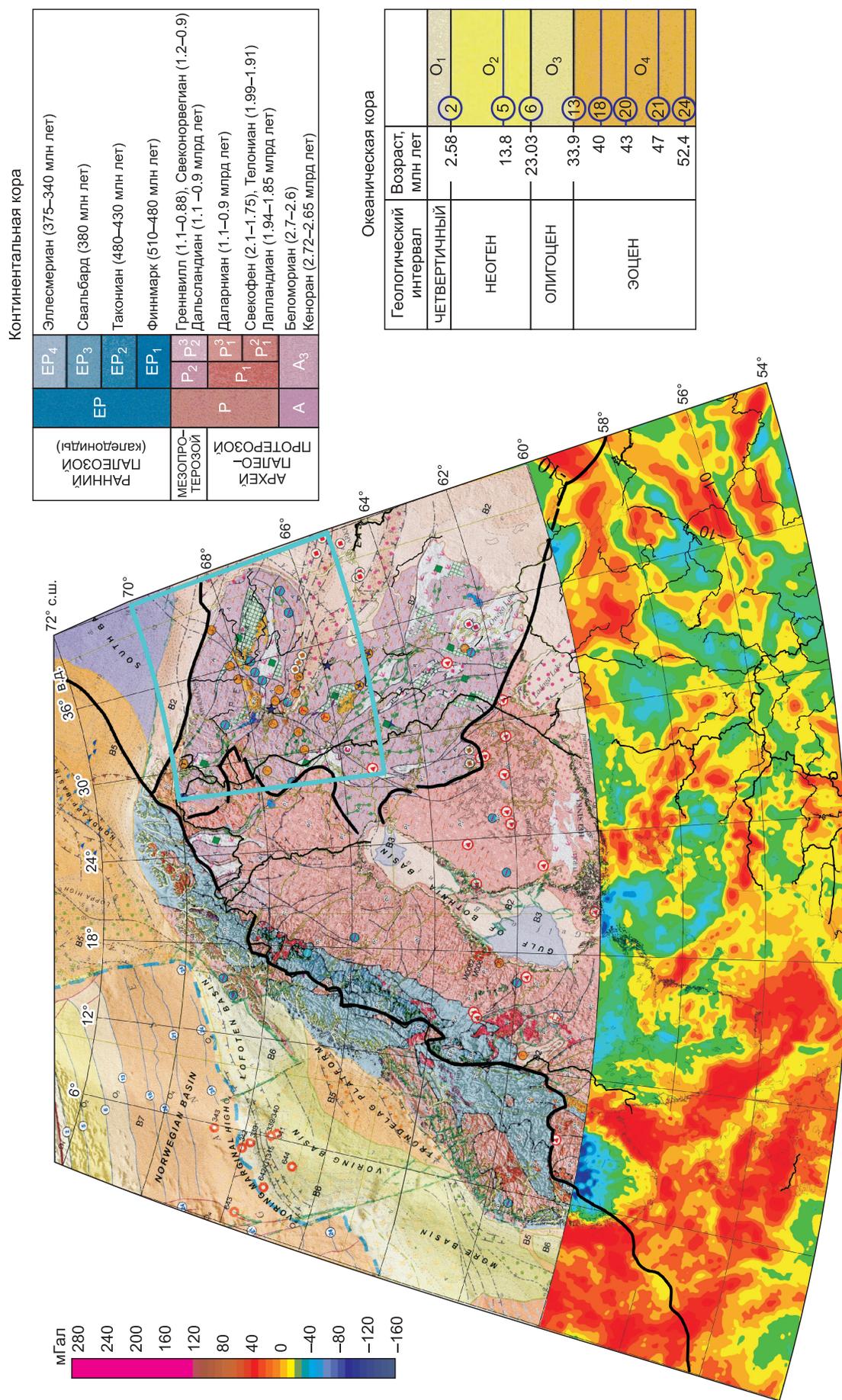
**Рис. 20.** Схематически представленные воздействия на кору нагрузки льда (а) и разгрузки после таяния (б) [Stewart et al., 2000; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018] с уточнениями и добавлениями авторов.

Разный вертикальный масштаб — мощность льда до 3 км, коры — до 60 км. Изображена стабилизация структур во время ледовой разгрузки и увеличение вертикальных напряжений во время оледенения, когда  $P_{\text{сум}} = P_{\text{лит}} + P_{\text{льда}}$ , и уменьшение вертикальной нагрузки ( $P_{\text{сум}} = P_{\text{лит}} - P_{\text{льда}}$ ) и увеличение дифференциального стресса ( $\sigma_1, \sigma_2$ ) после оледенения.



**Рис. 21. а** — сейсмотектоническая карта Финляндии [Korsman et al., 1997], эпицентры землетрясений и их механизм в фокальной плоскости. **б** — распределение осей напряжения и магнитуды [Chen, 1991; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018].

Эпицентры землетрясений показаны кружками с серым заполнением и звездочками разного размера, для последних приведены стереограммы. Бледными красными линиями показана блоковая структура из рис. 4. Главные деформации: 1 — сжатие  $-0.4$  мкм/год; 2 — растяжение  $+0.4$  мкм/год. Пояснения см. в тексте.



**Рис. 22. Тектоническая карта Арктики с фрагментом карты аномалий Буге (южнее 60° с.ш.).**

Толстые черные линии — границы тектонических регионов, голубой контур — район Кольского полуострова, представленный на гравитационных картах на рис. 14 и 15.

на границе Южной Швеции и Норвегии, 20—15 тыс. лет — в Ботническом заливе при мощности 2800 м, т. е. вблизи точек 1, 3, 4 и 6 на рис. 2.

Максимальная мощность «синтетического» ледника более 2800 м появлялась при сближении центров 1, 3 и 6 [Siegert et al., 1999]. При начале таяния последнего ледника 14 тыс. л. н. центр с мощностью 2.6 км был в Южной Швеции, 12 тыс. л. н. сместился в район Балтийского моря, 11 тыс. л. н. сместился в Северную Финляндию при уменьшении мощности до 1.5 км, около 9 тыс. л. н. в основном растаял [Forman et al., 2004].

Но какой из этих этапов оказал наибольшее влияние на гравитационную структуру, без дополнительных данных нам оценить достаточно сложно. Можно ожидать, что в каждом регионе проявилось суммарное влияние нескольких этапов при преобладающем влиянии одного из них. Например, в Южной Норвегии сохранилось влияние этапов 80—90 и 120—140 тыс. лет, а в Финляндии проявился в основном последний из них 15—20 тыс. лет.

Решению этого вопроса может помочь изучение структурных особенностей и сейсмичности регионов (рис. 21). Широкие стрелки (см. рис. 21, а) показывают главные горизонтальные компоненты стресса. Черные и белые точки на стереограммах — оси сжатия Р и растяжения Т соответственно [Simon et al., 2018]. Синие параллелограммы и ромбы проведены нами через точки землетрясений или их спущения, или «усредняют» структурные линии.

На рисунке 21, б нанесены главные оси тензора напряжений [Chen, 1991; Ojala et al., 2004; Simon et al., 2018]. Овалами выделены поля напряжения, близкие нулю. Они совпадают с пустыми полями или редкими структурными линиями на рис. 21, а. Поля (ромбы) с преобладанием растягивающих напряжений (тонкие линии, голубые поля) преобладают в северной части Финляндии или поровну с полями сжатия (толстые линии, зеленые поля). Структурный рисунок на рис. 21 близок к структурному рисунку территории Финляндии на рис. 4. Поскольку землетрясения характеризуют современные поля напряжений, приведенные на рис. 4 и 5 структурные особенности подтверждают, что они отражают современные или недавние деформации, связанные с подъемом блоков после таяния ледника. Структуры на гравитационных картах многоэтапные, поэтому соответствие рис. 4, 5 и 21 неполное.

Примеры моделирования на рис. 20, 21 являются, скорее, введением в проблему, чем исчерпывающим решением. Как и сами гравитационные карты, которыми насыщена статья, они дают только первый, но, как нам кажется, существенный вклад в решение проблемы постгляциальных поднятий, возникающих структур и ореолов ассоциирующего осадконакопления. При этом из гравитационного поля трудно вывести оценку длительности процессов, которая необходима при рассмотрении нескольких постгляциальных поднятий. Без геологии и изменений в геоморфологии, отраженной в осадках разного времени, проблема полностью не решается. При этом суммарное влияние этих процессов связано, по-видимому, с варьирующей оценкой вязкости литосферы.

Отметим, что авторы накопили определенный опыт использования гравитационных карт при рассмотрении зон современного сжатия от Байкала до Гималаев [Добрецов и др., 2016, 2017; Добрецов, Василевский, 2018]. Некоторым сюрпризом для нас оказалось подобие компрессионных структур в Байкальском регионе, Тянь-Шане, Тариме и Памире, связанных с отдаленной коллизией Индийской плиты с Азией, и структур растяжения в Скандинавии, обусловленных слабым постгляциальным поднятием. Но подобие только геометрическое и неполное, движущие силы и интенсивность деформации существенно отличаются. В частности, в структурах сжатия типа Байкальских, их границы на гравитационных картах резкие (почти без переходных зон); существенное значение имеют не только блочные поднятия, но и их глубокие опускания.

Подобие же структур растяжения и сжатия в названных регионах может объясняться наличием сходной предшествующей деформации, показанной на рис. 3 в виде деформационной решетки на Восточно-Европейской платформе.

В заключение на рис. 22 мы привели скандинавский фрагмент международной тектонической карты Арктики, опубликованной во ВСЕГЕИ [Tectonic..., 2018], к которой с юга добавлена карта гравитационных аномалий Буге, построенная нами (см. рис. 5). Хорошо видно соответствие структурных узоров обеих карт, сочетающие овальные и угловато-ромбовидные блоки разного размера. Голубым контуром выделен район Кольского полуострова, аналогичный гравитационным картам на рис. 14 и 15. Подобие структурных узоров внутри этого контура тоже весьма заметное. Но этот вопрос выходит за рамки настоящей статьи и будет предметом последующих исследований. В дальнейшем будет интересно обсудить геотектонику с деформационной решеткой.

Авторы сердечно благодарят рецензентов статьи докторов наук В.Д. Суворова и И.Д. Зольникова за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Исследования выполнены при частичной поддержке интеграционного проекта СО РАН № 51 и ГЗ № 0331-2019-0010.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.** Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 3—16.
- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 327 с.
- Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х.-Й., Чехович П.А.** Новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах. Основные закономерности и возможные механизмы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (11), с. 1737—1764.
- Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А., Евтюгина З.А.** Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // Вестник МГТУ, 2010, т. 13, № 4/2, с. 998—1007.
- Геологическая карта** Кольского региона. М-б 1:1 000 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2012, 1 л.
- Глазнев В.Н., Миц М.В., Муравина О.А., Раевский А.Б., Осипенко Л.Г.** Комплексная 3-мерная геолого-геофизическая модель коры на юго-востоке Фенноскандинавского щита: природа плотностной расслоенности коры и коромантийной границы // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6 (2), с. 133—170, <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0176>.
- Гроссвальд М.Г.** Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М., Научный мир, 1999, 199 с.
- Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.** Гравитационное поле, рельеф и вулканические комплексы Камчатки и зоны соединения с Алеутской дугой // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 972—999.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н.** Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1937—1948.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А.** Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1617—1632.
- Евзоров В.Я., Николаева С.Б.** Сеймотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология, 2003, № 2, с. 61—64.
- Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983, 416 с.
- Карта** новейшей тектоники СССР и сопредельных областей / Ред. Н.Н. Николаев, м-б 1:5 000 000, М., Наука, 1979, 4 л.
- Котляков В.М., Лоринус К.** Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток // Изв. РАН, Сер. географическая, 2000, № 1, с. 7—19.
- Лисицын А.П.** Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 163—248.
- Николаева С.Б.** Палеосейсмические проявления в С-В части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология, 2001, № 4, с. 66—74.
- Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.** Детальные палеосейсмологические исследования в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (6), с. 866—880.
- Панасенко Т.Д.** Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., Наука, 1969, 184 с.
- Тектоническая карта** Евразии / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966.
- Andersen O.B., Knudsen P.** Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // Abstract from ESA Living Planet Symposium, Prague, Czech Republic, 2016, p. 1558.
- Artemieva I.M., Thybo H.** EUNASEIS: a seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // Tectonophysics, 2013, v. 609, p. 97—153, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>.
- Artyushkov E.V.** Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements // J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 5, p. 1376—1390.
- Bedrock** map of Finland 1:1 000 000. Espoo: Geologian tutkimuskeskus / Eds. K. Korsman, T. Koistinen, J. Kohonen, M. Wennerström, E. Ekdahl, M. Honkamo, H. Idman, Y. Pekkala, 1997.
- Chen R.** On the horizontal crustal deformations in Finland. Reports of the Finnish Geodetic Institute. 1991, v. 91, № 1, 98 p.
- Curry B.B., Grimley D.A., McKay III E.D.** Quaternary glaciations in Illinois / Eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard. Quaternary glaciations—extent and chronology: A closer look. Developments in Quaternary science. Amsterdam, Elsevier, 2011, v. 15, p. 467—487.

**Dyke A.S.** An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada / Eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard. Quaternary glaciations — extent and chronology. Part II: North America. Developments in Quaternary science. Amsterdam, Elsevier, 2004, v. 2, p. 373—424.

**Eyles N.** Earth glacial record and its tectonic setting // *Earth Sci. Rev.*, 1993, v. 35, p. 1—248.

**Ehlers J., Gibbard P.L.** Quaternary glaciations—extent and chronology, Part I: Europe. Amsterdam, Elsevier, 2004, v. 2, 324 p.

**Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F., Fjeldskaar I.** Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia // *Quat. Sci. Rev.*, 2000, v. 19, p. 1413—1422.

**Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G.** A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 1391—1434.

**Förste Ch., Bruinsma S.L., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Marty J.-C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R.** EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services, 2014, <http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>.

**Gradmann S., Ebbing J.** Large-scale gravity anomaly in northern Norway: tectonic implications of shallow or deep source depth and a possible conjugate in northeast Greenland // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 203, № 3, p. 2070—2088.

**Johnston P., Wu P., Lambeck K.** Dependence of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models // *Geophys. J. Int.*, 1998, v. 132, p. 41—60.

**Johansson J.M., Davis J.L., Scherneck H.G., Milne G.A., Vermeer M., Mitrovica J.X., Bennett R.A., Jonsson B., Elgered G., Elosegui P., Koivula H., Poutanen M., Ronnang B.O., Shapiro I.I.** Continuous GPS measurement of postglacial adjustment in Fennoscandia/ Part 1: Geodetic results // *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 2002, v. 107, № B8, 2157, doi: 10.1029/2001JB000400.

**ICGEM**, International Centre for Global Earth Models, <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>.

**Innes M.J.S., Argun-Weston A.** Crustal uplift of the Canadian Shield and its relation to the gravity field // *Ann. Acad. Sci. Fennica, Ser. A III*, 1966, v. 92, p. 169—176.

**Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V.** Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 1371—1390, doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.013.

**Kukkamaki T.K.** Report on the work of the Fennoscandian Subcommission // *Problems of recent crustal movement*. Tallin, Valgus, 1975, p. 25—29.

**Landvik J.Y., Bondevik S., Elverhøi A., Fjeldskaar W., Mangerud J., Salvigsen O., Siegert M.J., Svendsen J.I., Vorren T.O.** The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration // *Quat. Sci. Rev.*, 1998, v. 17, p. 43—75.

**Larson G.J.** Ice-margin fluctuations at the end of the Wisconsin Episode, Michigan, USA / Eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes // *Quaternary glaciations — extent and chronology: A closer look developments in Quaternary science*. Elsevier Science, Amsterdam, 2011, p. 489—497.

**Larson G.J., Kincare K.** Late Quaternary history of the eastern midcontinent region, USA / Eds. R. Schaetzl, J. Darden, D. Brandt // *Michigan geography and geology*. Custom Publishing, New York, 2009, p. 69—90.

**Lidberg M., Johansson J.M., Scherneck H.G., Milne G.A.** Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST // *J. Geodyn.*, 2010, v. 50, p. 8—18, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.010>.

**Marshak S., Larson T.H., Abert C.C.** Geological and geophysical maps of the Illinois basin–Ozark dome region. Illinois State Geological Survey, University of Illinois, 2016, 13 p.

**Maupin V., Agostini A., Artemieva I., Balling N., Beekman F., Ebbing J., England R.W., Frassetto A., Gradmann S., Jacobsen B.H., Köhler A., Kvarven T., Medhus A.B., Mjelde R., Ritter J., Sokoutis D., Stratford W., Thybo H., Wawerzinek B., Weidle C.** The deep structure of the Scandes and its relation to tectonic history and present-day topography // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 15—37.

**Milne G.A., Davis J.L., Mitrovica J.X., Scherneck H.G., Johansson J.M., Vermeer M., Koivula D.** Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia // *Science*, 2001, v. 291, p. 2381—2385.

**Mickelson D.M., Mc Cartney M.C.** Glacial geology of Dane County, Wisconsin, scale 1:100000. University of Wisconsin — Extension Geol. Natural History Survey, 1979.

**Mooney W.D., Kaban M.K.** The North American upper mantle: Density, composition, and evolution // *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 2010, v. 115, B12424, doi:10.1029/2010JB000866.

**Mörner N.A.** The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish west coast: deglaciation, shore level displacement, chronology, isostasy and eustasy // *Sveriges Geol. Unders. Series C*, 1969, v. 640, № 3, 487 p.

**Mörner N.A.** The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication // Ed. N.A. Morner // *Earth. Phenology, Isostasy, Eustasy*. London, Wiley, 1980, p. 251—284.

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

**Niskanen E.** On the upheaval of land in Fennoscandia // *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A*, 1939, v. 53, № 10, p. 1—30.

**Ojala V.J., Kuivamaki A., Vuorela P.** Postglacial deformation of bedrock in Finland. *Geol. Survey Finland, Nucl. Waste Disp. Res. Rep. YST-120*, 2004, 23 p.

**Olsen O.** The Stuoragurra Fault: evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway // *Nor. Geol. Tidsskr.*, 1988, v. 68, p. 107—118.

**Olsen O., Lundin E., Nordgulen Ø., Osmundsen P.T., Skilbrei J.R., Smethurst M.A., Solli A., Bugge T., Fichler C.** Bridging the gap between the onshore and offshore geology in Nordland, northern Norway // *Norwegian J. Geol.*, 2002, v. 82, p. 243—262.

**Redfield T.F., Osmundsen P.T.** Some remarks on the earthquakes of Fennoscandia: A conceptual seismological model drawn from the perspective of hyperextension // *Norwegian J. Geol.*, 2015, v. 94, p. 233—262.

**Siegert M., Dowdeswell J., Melles M.** Late Weichselian Glaciation of the Russian High Arctic // *Quat. Res.*, 1999, v. 52, № 3, p. 273—285, doi:10.1006/qres.1999.2082.

**Siegert M.J., Dowdeswell J.A., Hald M., Svendsen J.I.** Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle // *Global Planet. Change*, 2001, v. 31, p. 367—385.

**Simon K.M., Riva R.E.M., Kleinherenbrink M., Frederikse T.** The glacial isostatic adjustment signal at present day in northern Europe and the British Isles estimated from geodetic observations and geophysical models // *Solid Earth.*, 2018, v. 9, № 3, p. 777—795.

**Stewart I.S., Sauber J., Rose J.** Glacio-seismotectonics ice sheets, crustal deformation and seismicity // *Quat. Sci. Rev.*, 2000, v. 19, p. 1367—1389.

**Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R., Stein R.** Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 1229—1271.

**Syverson K.M., Colgan P.M.** The Quaternary of Wisconsin: An updated review of stratigraphy, glacial history, and landforms / Eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes // *Quaternary glaciations — extent and chronology: A closer look. Developments in Quaternary science*, Amsterdam, Elsevier, 2011, v. 15, p. 537—552.

**Tectonic map of the Arctic. 1:10 000 000 scale. First ed.** / Eds. O. Petrov, M. Pubellier. Commission for the Geological Map of the World, 2018.

**Tolkunova T.L.** Rheologic properties of the lithosphere according to data on recent crustal movements and the isostatic adjustment // *Earth rheology and late Cenozoic isostatic movement symposium. Geol. Inst., Stockholm*, 1977, p. 127.

*Рекомендована к печати 22 мая 2019 г.  
Д.В. Метелкиным*

*Поступила в редакцию 25 декабря 2018 г.,  
после доработки — 1 мая 2019 г.*