

УДК 551.2.3

## О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ГЕНЕРАЦИИ ИЗБЫТОЧНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ РУДНЫХ УЗЛОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ХИБИНЫ, ЛОВОЗЕРО, КОВДОР)

© 2017 г. Ю. Л. Ребецкий<sup>а, \*</sup>, Л. А. Сим<sup>а</sup>, А. А. Козырев<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, Б. Грузинская, д. 10

<sup>б</sup>Горный институт КНЦ РАН, 184209, Мурманская обл., Апатиты, ул. Ферсмана, д. 24

\* E-mail: reb@ifz.ru

Поступила в редакцию 08.07.2015 г.

В статье обсуждаются вопросы, связанные с механизмом генерации коровых напряжений повышенного горизонтального сжатия в сравнении с их значениями, следующими из представлений о стандартном гравитационном состоянии в упругой стадии или даже превышении горизонтального сжатия над вертикальным, равным литостатическому давлению. Рассматривается вариант формирования избыточного горизонтального сжатия, связанного с внутренними литосферными процессами, происходящими в коре орогенов, щитов и плит. К подобным процессам относятся вертикальные восходящие движения, вызванные соответствующими движениями на подошве коры или литосферы, и сопутствующие им экзогенные процессы, приводящие к денудации и, в частности, к эрозии поверхностей формирующихся поднятий. В работе впервые сделана оценка остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния для верхних горизонтов коры Кольского полуострова. Источником подобных расчетов послужили данные об объемах осадков, накопленных в арктических морях с мезозоя. Полученные данные позволяют говорить о возможном уровне остаточных напряжений горизонтального сжатия до 90 МПа в приповерхностных горизонтах коры, что хорошо соответствует результатам измерений *in situ*, проводившихся в Горном институте КНЦ РАН в течение 40 лет. В рамках разрабатываемой концепции генезиса избыточного горизонтального сжатия возможен прогноз градиента горизонтальных напряжений по глубине, что важно для изучения процессов формирования эндогенных месторождений.

DOI: 10.7868/S0016777017040049

### ВВЕДЕНИЕ

Проявление избыточных напряжений горизонтального сжатия является одной из серьезнейших проблем горных геологов, с которой они сталкиваются при разработке рудных месторождений. Генезис этих напряжений в настоящее время неизвестен. Наиболее часто их связывают с проявлением дальнедействующего давления от границ литосферных плит, иногда — с планетарными напряжениями, вызванными вращением Земли. В ряде работ второй половины двадцатого века наличие таких напряжений связывали с остаточными напряжениями предыдущих эпох (Пономарев, 1969, 1971; Волох и др. 1972; Herget, 1973; Sykes, Sbar, 1973; Voight, Pierre, 1974; Марков 1980, 1985). В настоящей работе будут представлены результаты прогноза избыточных напряжений горизонтального сжатия, генерация которых связывается с возможностью длительного существования в породах верхних слоев коры остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния (ГНС).

Согласно классификации, предложенной Н.Н. Давиденковым (1936), в породах выделяются остаточные напряжения: 1-го рода, которые уравниваются на макро- и мегаскопическом уровне в пределах образца или структурного блока; 2-го рода, которые уравниваются на микроуровне, близком к размерам зерен минералов.

Предлагаемый в работе метод оценки избыточных горизонтальных напряжений базируется на предположении, что их источником являются именно остаточные напряжения 1-го рода. Эти напряжения, в отличие от остаточных напряжений 2-го рода (Айтматов, 1987), не самоуравновешенные на мезоскопическом уровне. Полное снятие этих напряжений возможно после снятия бокового — латерального обжатия.

Метод оценки напряжений опирается на данные об амплитудах денудации поверхности. В случае, когда имеющиеся данные позволяют выделять этапы с разной скоростью эксгумации пород, появляется возможность выделить этапы изменения напряжений, которые связаны с формированием

трещинных коллекторов – минералообразующих флюидов (Петров и др., 2015). В рамках рассматриваемого в работе генезиса избыточных напряжений существует возможность прогноза градиента горизонтальных напряжений по глубине, что важно для оценки глубинных трендов минералоотложения в процессе формирования месторождений (Прокофьев, Пэк, 2015). Важным для изучения процессов рудообразования является также появляющаяся в этом случае возможность прогноза глубин изменения геодинамического типа напряженного состояния, что резко меняет условия флюидного режима минералообразующей системы эндогенного месторождения. Сама величина эрозионного сноса имеет значение для понимания глубин рудообразования в палеогеодинамических условиях.

### О МЕХАНИЗМАХ ГЕНЕРАЦИИ ИЗБЫТОЧНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Как уже было сказано выше, сейчас в горном деле наиболее вероятной причиной возникновения больших величин напряжений горизонтального сжатия принято считать движение литосферных плит (Brown, Hock, 2002; Savchenko, Gorbatsievich, 2012). В теории литосферных плит существует два механизма генерации внутриконтинентальных напряжений. В первом ответственными за эти напряжения считается боковое давление, а во втором – касательные напряжения, действующие на подошве коры со стороны движущейся мантии. Как боковое давление, так и касательные напряжения со стороны мантии являются активными силами в области столкновения активной и пассивной литосферных плит (Индийская и Евразийская).

Простые физические соображения позволяют предположить, что на больших расстояниях от границ плит результирующие (сумма ГНС и дальнедействующего давления) напряжения бокового сжатия будут стремиться распределиться по глубине коры равномерно. Можно ожидать, что отклонение от этого правила будет наблюдаться вблизи границ плит, где развиты надвиговые и поддвиговые разрывы. Кроме того, уровень этих напряжений должен ослабевать по мере удаления от границ плит в силу расширения дуги влияния, вдоль которой будут действовать сжимающие напряжения.

Вторая концепция, связанная с глубоким проникновением движущейся мантии под пассивную континентальную плиту, обеспечивает передачу горизонтальных сжимающих напряжений на большие расстояния при постепенном повышении их уровня по мере удаления от оси океанического хребта (ось рифта). Из нее следует, что с глубиной режим горизонтального сжатия должен не ослабевать, а возрастать, поскольку силы, фор-

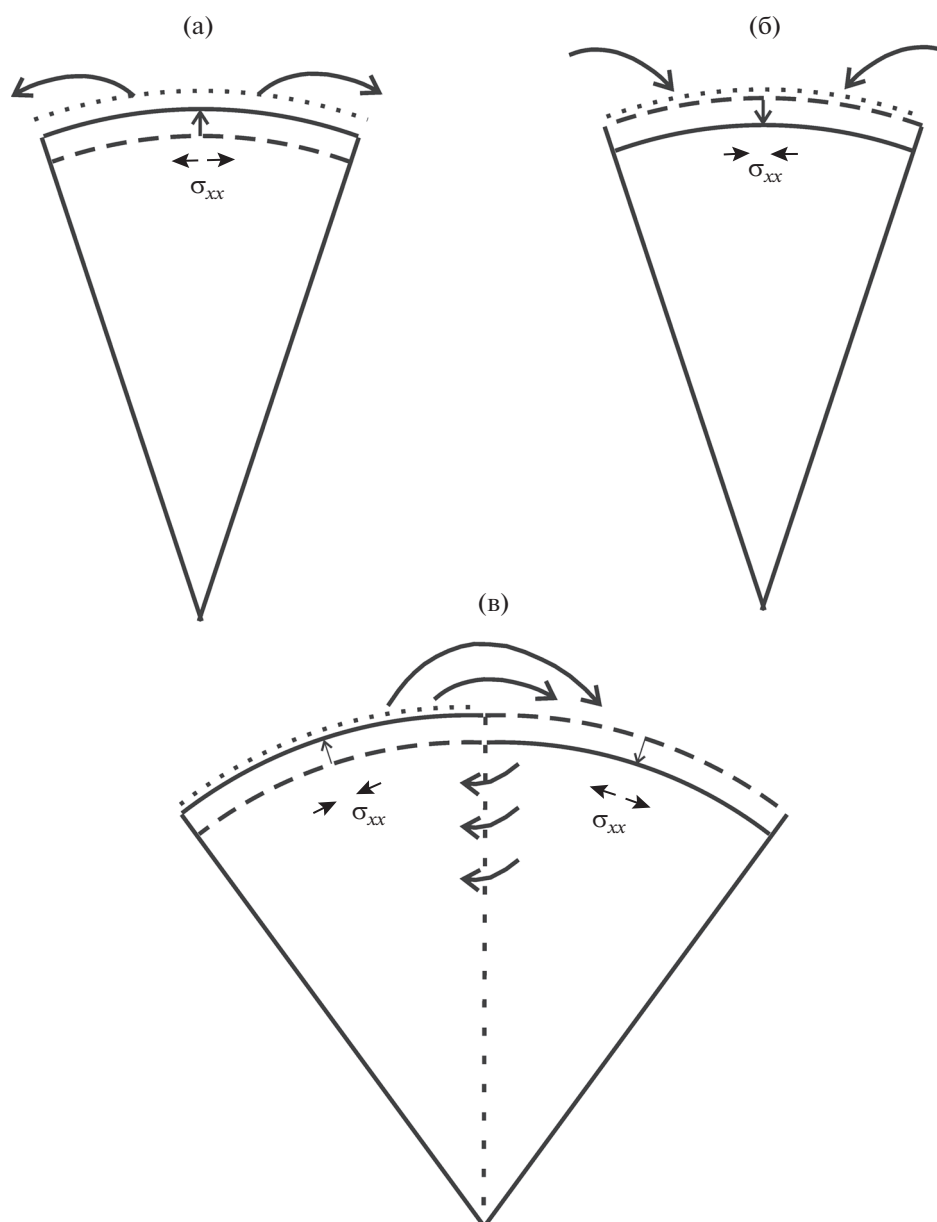
мирующие это сжатие, приложены к подошве коры.

В работах (Voigth, Pierre, 1974; Гудман, 1987; Ребецкий, 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>) были рассмотрены геомеханические соотношения, обеспечивающие возможность формирования остаточных напряжений в областях действия только ГНС. Появление этих напряжений связывали: 1) с деформированием пород под действием собственного веса при отсутствии возможности бокового расширения; 2) с появлением на больших глубинах в породах необратимых деформаций, создающих дополнительное горизонтальное сжатие по сравнению с упругой моделью А.Н. Динника (1926); 3) наличие восходящих движений в земной коре, сопровождающихся денудацией поверхности и приводящих к частичной вертикальной разгрузке пород.

Позднее в работах (Turcotte, 1973, 1974) была высказана гипотеза, что эрозия областей поднятия может приводить к появлению не дополнительного горизонтального сжатия, а дополнительного растяжения. Это явление связывали с учетом сферичности планеты, что позволяло говорить о невыполнении первого из вышеуказанных условий на стадии возникновения в коре восходящих движений. Считалось, что в области поднятия увеличение длины дуги поднимающегося слоя в большей части компенсирует остаточные напряжения сжатия (фиг. 1а). Охлаждение пород, которое происходит в процессе поднятия, приводит к термоупругому укорочению, которое также определяет появление дополнительных напряжений горизонтального растяжения. Расчеты, выполненные в работе (Нахбу, Turcotte, 1976), подтвердили высказанную гипотезу. После этой публикации проблема влияния остаточных напряжений в работах западных ученых больше практически не рассматривалась.

Для того чтобы понять, как относиться к полученному в работе (Нахбу, Turcotte, 1976) результату, надо вспомнить еще об одной гипотезе, связанной с влиянием сферичности Земли на напряжения в областях формирующихся прогибов. Она была высказана в работах (Косыгин, Магницкий, 1948; Магницкий, 1965). Было сделано предположение, что формирование складок в осадочных бассейнах связано с переходом при прогибе сферической поверхности через хорду. Эта гипотеза подобна высказанной в работе (Turcotte, 1974) и определяет дополнительные напряжения сжатия в областях опускания, связанные со сферичностью планеты (фиг. 1б).

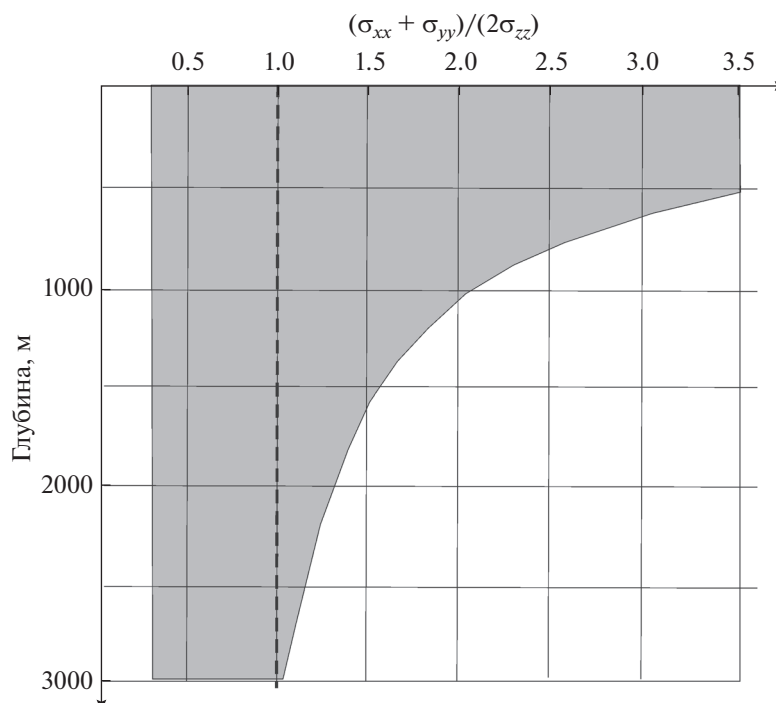
Кроме того, надо вспомнить об одном важном геологическом заключении, сделанном в начале двадцатого века, о “правиле Карпинского” (Карпинский, 1919), определяющем, что рядом с растущим поднятием, на склонах которого интенсивно действуют эрозионные процессы, всегда



**Фиг. 1.** Схемы изменения геометрии приповерхностных слоев на сферической Земле отдельно для поднятий (а) и для впадин (б) соответственно по Д. Тёркотту (Turcotte, 1974) и по В.А. Магницкому (1965) (пояснение в тексте), а также для объединенных в единую ячейку участков поднятия и прогиба коры (в). Стрелки на поверхности показывают процесс денудации поднятий (а) и осадконакопления в осадочных бассейнах (б). Вертикальная пунктирная линия (в) и пересекающие ее стрелки показывают, что граница между областями поднятия и прогиба условная, здесь имеет место внутрикоровое перетекание вещества. Указано дополнительное горизонтальное сжатие или растяжение ( $\sigma_{xx}$ ), возникающее в областях поднятия и прогиба в моделях Д. Тёркотта, А.В. Магницкого и по результатам исследования природных напряжений (Ребецкий, 2015).

существуют углубляющиеся впадины, активно аккумулирующие большую часть осадочных пород. Согласно этому правилу, нельзя отдельно рассматривать процессы в коре впадины и поднятия, активно взаимодействующих в процессе тектогенеза.

Гипотезы Д. Тёркотта и В.А. Магницкого предполагают недеформируемость вертикальных границ объемов, в которых происходят разнонаправленные вертикальные движения. Однако совершенно ясно, что участки опускания коры и участки поднятия соседствуют друг с другом, а вертикаль-



**Фиг. 2.** Область значений отношения полусуммы горизонтальных напряжений к удвоенному вертикальному напряжению, полученного для большого числа замеров *in situ* (упрощенный рисунок по работе (Brady V., Vzown, 2004)). Вертикальный пунктир разделяет области напряжений с геодинамическим режимом горизонтального растяжения (справа) и горизонтального сжатия (слева).

ные движения в одном компенсируют движения в другом (Гончаров, 1993). Таким образом, предположение о недеформируемости глубинных вертикальных границ, разделяющих участки поднятия и опускания коры, следует признать некорректными. Как показывают данные исследования природных напряжений (Ребецкий, 2015), более правильной выглядит схема деформирования, представленная на фиг. 1в. В работе (Ребецкий, 2011) выполнены расчеты напряженного состояния соседних участков коры, испытывающих поднятия и опускания поверхности. Особенностью этих расчетов был учет влияния упругого изменения объема на вязкое течение (это фактически определяет учет влияния остаточных напряжений ГНС). Показано, что в областях поднятия в коре формируется напряженное состояние горизонтального сжатия, а в областях опускания — напряженное состояние горизонтального растяжения.

#### ДАнные ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Рассмотрим основные результаты замеров напряжений, выполненных методами *in situ* в горных выработках различных регионов мира и в рудниках Кольского п-ва.

#### Общие закономерности напряжений, измеряемых в горных выработках

В работах (Brown, Hoek, 1978; Herget, 1973; Brady, Vzown, 2004; Potvin *et al.*, 2007; Козырев, Савченко, 2009; Зубков и др., 2010) сделано обобщение измерений напряжений, выполненных для большого числа горных выработок и карьеров практически на всех континентах. Анализ этих наблюдений показал, что распределение вертикальных напряжений по глубине в целом приближается к литостатическому. Усредняемые по латерали в каждой точке измерения напряжения для глубин менее 1 км имеют наиболее широкий разброс значений от 0.3 до 3.5 по отношению к вертикальным (фиг. 2). С глубиной максимальные значения горизонтальных напряжений сжатия убывают, приближаясь на глубинах 2–3 км к 0.8–1.0 от литостатики (вертикальный пунктир). Для каждого глубинного уровня минимальные значения отношений среднего латерального напряжения к вертикальному остаются практически неизменными, составляя около 0.3.

Левая граница зоны распределения результатов замеров *in situ*, приведенных на фиг. 2, отвечает упругому поведению горных массивов (Динник, 1926) в областях, где не происходит денудация поверхности. Для этих участков коры даже возможно прогибание поверхности и осадкона-

копление. Правая граница зоны замеров *in situ* для глубин менее 500 м определяет достижение предельного состояния (Ребецкий, 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>) в условиях геодинамического режима горизонтального сжатия при умеренном уровне флюидного давления, составляющем 0.3–0.4 от литостатического давления, коэффициенте внутреннего трения 0.55–0.6 и природной прочности сцепления пород в 10–15 бар (прочность 20–70 бар малых образцов осадочных пород всегда выше, чем природного трещиноватого массива). Эти параметры вполне соответствуют существующим данным о состояниях горных массивов в приповерхностных условиях.

Если при интерпретации результатов измерений на больших глубинах (2–3 км) использовать эти же параметры прочности пород, то существующему здесь максимальному значению отношения горизонтальных напряжений к вертикальным в 0.8–1 отвечает докритическое состояние, когда не преодолен предел трещинной текучести (нет смещения по трещинам), т.е. здесь, возможно, имеет место чисто упругое поведение пород с напряженным состоянием по А.Н. Диннику (1926). Авторы работы (Brady, Vzown, 2004) вслед за (Hast, 1974) также отмечали, что на глубинах больше 2 км происходит постепенное сближение значений вертикальных и горизонтальных напряжений.

Данные о величинах напряжений в глубоких слоях кристаллической коры, полученные геофизическими методами при анализе заскважинного пространства для финской глубокой скважины ОКУ, показали, что выравнивание горизонтальных и вертикальных напряжений происходит на глубине 1.2 км (Savchenko, Gorbatshevich, 2012). В работах (Горбацевич, Ильченко, 1999; Савченко, 2004; Горбацевич, Савченко, 2009) специальные методы анализа кернов из Кольской скважины СГ-3 показали, что отношение горизонтального сжатия к вертикальному на глубине >2 км близко к 0.8.

В полученных данных обращает на себя внимание тот факт, что с некоторой глубины можно наблюдать смену величины отношения усредненного латерального напряжения к вертикальному от значений больше единицы до значений меньше единицы. Это означает, что в одних и тех же участках коры в верхних ее горизонтах имеет место режим горизонтального сжатия, а в нижних – режим горизонтального растяжения, для которого максимальное сжатие ориентировано субвертикально. Если полагать, что ответственными за формирование аномального напряженного состояния являются внешние силы, то в этом случае возникает вопрос, почему эти внешние силы не привели к росту напряжений горизонтального сжатия в нижних горизонтах. Таким

образом, *in situ* данные для верхних горизонтов коры не поддерживают концепцию о формировании ее напряженного состояния за счет граничных касательных напряжений, действующих вдоль подошвы коры.

#### *Измерения напряжений на рудниках массивов Хибины, Ловозеро, Ковдор*

Измерения напряжений методом разгрузки (Марков, 1977; Управление горным давлением ..., 1996) на разных горизонтах (от 92 до 600 м) Кировского, Юкспорского, Центрального и Расвумчоррского рудников Хибинского массива показали повсеместное преобладание напряжений горизонтального сжатия над вертикальными сжимающими напряжениями. Если вертикальные напряжения в среднем близки к литостатическому давлению, то горизонтальные могут их превышать в несколько раз. Установлено, что в более жестких вмещающих породах напряжения выше, чем в рудах на 50–100%. На разных рудниках напряжения во вмещающих породах изменяются от 20 до 70 МПа, а в рудах от 15 до 45 МПа.

Напряжения возрастают вблизи геологических нарушений и разломов. Так, для Расвумчоррского рудника горизонтальные напряжения в теле разлома (50–60 МПа) вдвое превышают уровень напряжений вне рудника на этом же и даже более глубоком горизонте. Подобные эффекты влияния разломов наблюдаются и на руднике Карнасурт Ловозерского массива. Уровень горизонтальных напряжений, замеренных в приповерхностных условиях (10–100 м) в разных рудниках, составляет 20–40 МПа, что отвечает уровню литостатического давления для глубин 700–1300 м.

*Небольшие увеличения глубины (первые сотни метров) приводят к росту измеряемых напряжений.* Так, для Кировского рудника увеличение глубины на 230 м приводит к росту горизонтальных напряжений на 17 МПа при изменении литостатического давления на величину около 7 МПа. Для Юкспорского и Расвумчоррского рудников увеличение глубины на 160–180 м привело к росту горизонтальных напряжений на 30 МПа. *При дальнейшем увеличении глубины замедляется рост напряжений горизонтального сжатия, что приводит к уменьшению отношения горизонтальных сжимающих напряжений к вертикальным от 5–10 вблизи поверхности до 2–3 на уровне дна долин Хибинского массива.* После достижения уровня долин наблюдается резкое изменение напряженного состояния (Сейсмичность при горных работах, 2002). Если в работах (Марков, 1977; Управление горным давлением ..., 1996) высказывалось лишь предположение, то в монографии (Деструкция земной коры, 2012) в разделе, написанном горными механиками ГоИ КНЦ РАН, находим утвер-

ждение, что на глубинах 1000–1500 м происходит смена типа геодинамического режима с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение.

Для рудников Ловозерского массива уровень измеряемых напряжений горизонтального сжатия несколько выше, чем в Хибинском массиве (для рудников Карнасурт и Умбозеро 70–80 и 80–90 МПа соответственно). Для рудника “Железный” Ковдорского массива горизонтальные напряжения сжатия составляют 3–27 МПа (глубины 100–300 м) и распределены по карьеру неравномерно (Рыбин и др., 2012).

Данные прямых измерений напряжений в рудниках Хибинского и Ловозерского массивов, выполненных в самое последнее время (Управление горным давлением ..., 1996), показали, что здесь наблюдается напряженное состояние, близкое к осесимметрическому (фиг. 3) с тангенциальной ориентацией максимального сжатия. Заметим, что осесимметрическое напряженное состояние невозможно объяснить удаленным воздействием напряжений с какого-то одного направления. В таком случае должно было бы наблюдаться сжатие в направлении внешнего бокового давления и растяжение в ортогональном латеральном направлении.

Выполненный здесь анализ результатов измерений *in situ* для Кольского региона позволяет с большой вероятностью допустить, что режим напряженного состояния, существующий в коре, не связан с удаленным влиянием горизонтального сжатия со стороны зон коллизий и рифтинга.

### ОСТАТОЧНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ

В этом разделе будут представлены основные положения теории расчета остаточных напряжений ГНС. Их проявление происходит при вздымании массива при параллельной денудации поверхности, но формирование начинается на стадии осадконакопления, когда порода испытывает погружение.

#### *Начальная стадия формирования гравитационного напряженного состояния*

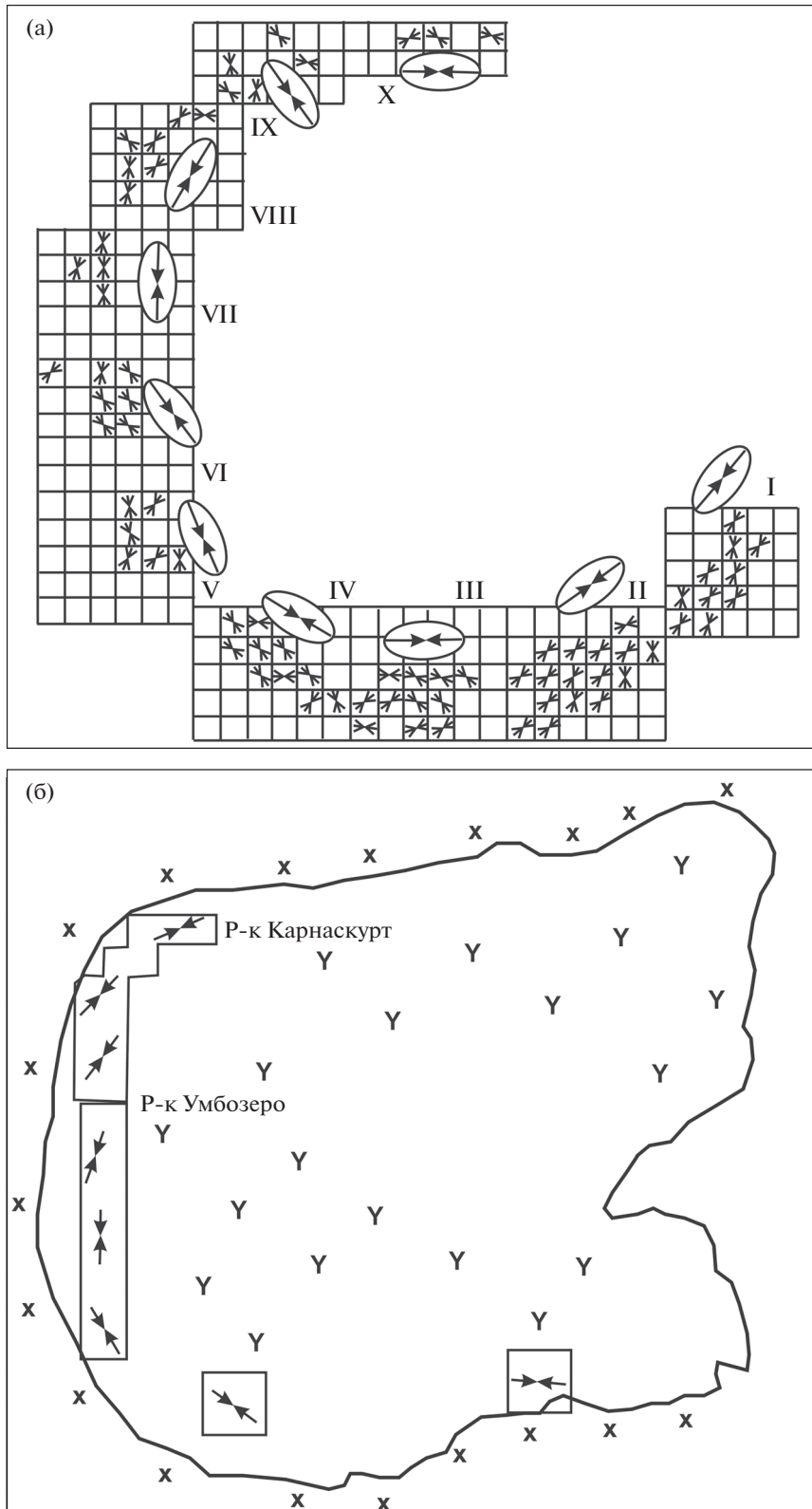
Напряженное состояние коры, отвечающее действию только массовых сил, имеет два глубинных уровня, характеризующих разную реакцию пород на нагрузку. В верхней части коры (в зависимости от флюидного режима, от сотен метров до 1–2 км) породы в условиях действия ГНС могут деформироваться только упруго, а в более глубоких горизонтах формируются необратимые деформации. В работах (Ребецкий 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>) приведены выражения для оценки напряжений

ГНС на разных глубинах. На фиг. 4а показано изменение напряжений в элементарном объеме пород осадочного бассейна, который вначале испытывал погружение и увеличение напряжений вертикального и горизонтального сжатия (стадия осадконакопления), а затем упругую разгрузку, вызванную эксгумацией.

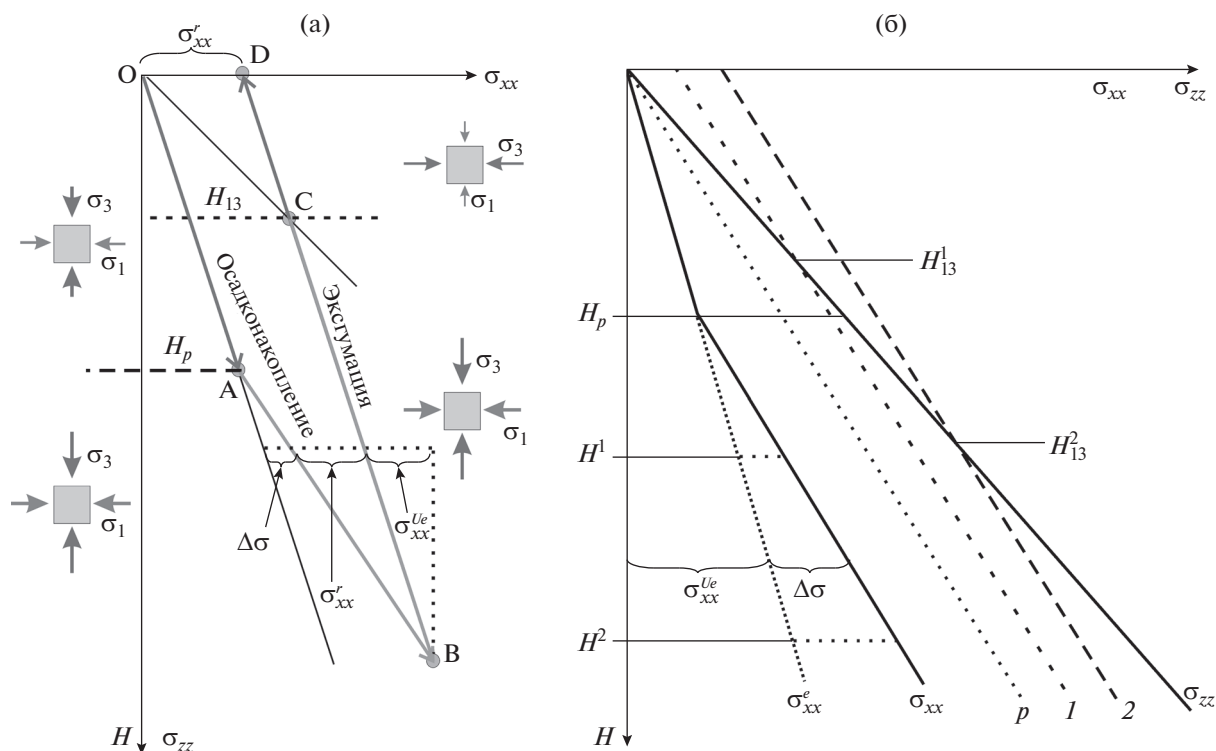
В верхней части разреза – области чисто упругого деформирования – наблюдается самый быстрый линейный рост с глубиной уровня девиаторных напряжений и значений максимальных касательных напряжений. На фиг. 4а этому участку коры отвечает прямая линия ОА (Динник, 1926). Вертикальные напряжения для ГНС рассматриваемой стадии всегда являются активными и представляют собой главные сжимающие напряжения ( $\sigma_{zz} = \sigma_3$ ), в то время как горизонтальные – реактивные напряжения ( $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_1 = \sigma_2$ ), порожденные боковым стеснением пород ( $\epsilon_{xx} = \epsilon_{yy} = 0$ ), определяющие невозможность их свободного деформирования в горизонтальном направлении. Соотношение между горизонтальными и вертикальными напряжениями определяется выражением  $\nu/(1 - \nu)$ , где  $\nu$  – коэффициент Пуассона.

Рост с глубиной максимальных касательных напряжений ГНС в конечном итоге может приводить к нарушению упругого равновесного состояния пород по двум наиболее вероятным причинам: 1) хрупкое разрушение; 2) достижение предела упругости. Существует гипотеза (Николаевский, 1979), хорошо отвечающая наблюдаемым данным, согласно которой для пород коры достижение истинного пластического состояния (формирование необратимых деформаций за счет внутризернового или внутрикристаллического дислокационного течения) наблюдается на границе Мохо. Поэтому нарушение упругого равновесного состояния в породах верхней и средней коры возникает из-за формирования и активизации множества разномасштабных дефектов хрупкой прочности – трещин. В породах возникает катакластическая текучесть, что приводит к появлению необратимых деформаций, вызванных трещинным течением (смещение по множеству разноориентированных трещин при соответствующем масштабе усреднения деформаций вызывает подобным пластическому течению).

В области катакластической текучести (ниже глубины  $H_p$ ), там, где выполняется предельное соотношение Кулон–Мора, рост с глубиной максимальных касательных напряжений замедляется. Это связано с близостью вертикальных напряжений литостатическому давлению пород и требованием выполнения предела текучести. Из-за этого здесь появляются дополнительные напряжения горизонтального сжатия  $\Delta\sigma$ . Дополнительные напряжения добавляются к тем напряжениям сжатия, которые действовали бы на этой глубине,



**Фиг. 3.** Ориентации осей максимального сжатия по результатам замеров *in situ* в рудниках Хибинского (а) и Ловозерского (б) массивов из работы (Управление горным давлением ..., 1996). Стрелками показаны направления максимального горизонтального сжатия по результатам *in situ* измерений, стрелки внутри эллипсов (а) определяют усредненное направление по совокупности определений. На рисунке Ловозерского массива (б) показаны области залегания эвдиалитовых луявритов (Y), в других участках представлены луявриты, фойяиты, уртиты, во внешней области — архейские гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты (X). Римские цифры — порядковые номера обобщения *in situ* измерений напряжений.



**Фиг. 4.** Схемы формирования остаточных напряжений ГНС в областях вертикальных восходящих движений, сопровождающихся денудацией поверхности (эксгумация породы). а – диаграмма нагружения для элементарного объема в глубине осадочного бассейна в процессе осадконакопления (стрелка вниз) и эксгумации (стрелка вверх). Вертикальная координатная ось – глубина нахождения в осадочном бассейне элементарного объема и уровень напряжений вертикального сжатия ( $\sigma_{zz}$ ). Горизонтальная координатная ось – горизонтальные напряжения сжатия ( $\sigma_{xx}$ ). Длинный пунктир – глубина кровли упруго-катакластического деформирования ( $H_p$ ); короткий пунктир – глубина переиндексации главных напряжений ( $H_{13}$ ) для стадии эксгумации породы; точка С – глубина, для которой для стадии эксгумации горизонтальные напряжения сжатия совпадают с вертикальными напряжениями ( $\sigma_{xx}/\sigma_{zz} = 1$ ). Путь нагружения: ОА – чисто упругое нагружение объема в пределах области  $H \leq H_p$ ; АВ – нагружение на стадии упруго-катакластического деформирования ( $H \geq H_p$ ); ВD – стадия разгрузки – эксгумация породы; CD – участок разгрузки, для которого горизонтальное сжатие становится больше вертикального  $|\sigma_{xx}| > |\sigma_{zz}|$ . Слева показана ориентация осей главных напряжений ( $\sigma_1 > \sigma_3$  при сжатии отрицательном) на стадии осадконакопления (начальная стадии ГНС), а справа на стадии эксгумации. б – распределение по глубине напряжений для начальной стадии ГНС (сплошные линии для напряжений  $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{zz}$ ) и для стадии эксгумации для разных вариантов амплитуды денудации поверхности (линии  $p$ ,  $1$  и  $2$  с точечным, укороченным и удлинненным пунктиром отвечают трем глубинным уровням эксгумации:  $H_p < H_1 < H_2$ ). Глубины  $H_{13}^1$  и  $H_{13}^2$  отвечают уровню переиндексации главных напряжений для двух разных случаев эксгумации породы (линии  $1$  и  $2$ ).  $\sigma_{xx}^{ue}$  – горизонтальные напряжения, которые снимаются в процессе упругой разгрузки (при эксгумации),  $\Delta\sigma$  – дополнительное сжатие, возникающее при катакластическом течении при погружении пород,  $\sigma_{xx}^r$  (а) – остаточные напряжения сжатия на стадии эксгумации породы,  $\sigma_{xx}^e$  (б) – упругие напряжения в случае идеально упругого тела.

если бы ГНС было чисто упругим. При глубинах  $> H_p$  отношение горизонтальных нормальных напряжений к вертикальному напряжению будет больше, чем в случае чистого упругого состояния. На фиг. 4а этому глубинному уровню напряжений отвечает линия АВ, которая является прямой в случае постоянного отношения флюидного давления к литостатическому давлению.

*Изменения напряженного состояния при вертикальном перемещении горных пород, сопровождающемся эрозией поверхности*

В случае эксгумации породы, вызванной вертикальными восходящими движениями и денудацией поверхности на величину  $dH$ , вертикальная нагрузка, действующая на элементарный объем геосреды, уменьшается. Согласно



уравнениям механики, разгрузка будет происходить *по упругому закону* (линия ВСД на фиг. 4а).

Когда порода находится на глубине ( $H^0 \leq H_p$ ) выше кровли той части коры, которая испытывает катакластическое течение (псевдопластическое течение — *геомех.*), то в ней имеет место чисто упругое напряженное состояние. В этом случае упругая разгрузка будет приводить к уменьшению величин нормальных напряжений, действующих в горизонтальном и вертикальном направлениях, в отношении  $v/(1-v)$ , т.е. по тому же закону, что и при упругом нагружении (Динник, 1926). В ходе такой разгрузки соотношение между вертикальными и горизонтальными напряжениями не изменяется. В конечном случае, когда порода будет полностью выведена на поверхность, напряжения, действующие в ней, будут близки к нулю.

Другая ситуация будет иметь место для пород, находившихся до начала эксгумации на глубине  $H^0 > H_p$  (фиг. 4б траектория разгрузки ВСД). В них соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений не отвечает пропорции  $v/(1-v)$  из-за дополнительных напряжений сжатия, возникших в ходе катакластического течения. Поэтому при упругой разгрузке, вызываемой эксгумацией породы, вертикальные напряжения могут сняться полностью (когда порода вышла к поверхности), а горизонтальные — нет.

На фиг. 4б показано распределение по глубине горизонтальных напряжений для начальной стадии ГНС, когда существует верхняя зона упругого и нижняя зона упруго-катакластического состояния (аналог упругопластического состояния). Здесь также приведено глубинное распределение этих напряжений для трех разных случаев денудации поверхности. В первом на поверхность выведен слой, располагавшийся на начальной стадии на глубине  $H_p$  (верхняя граница упруго-катакластического слоя). В этом случае в массиве сжимающие горизонтальные напряжения всюду меньше вертикальных, и геодинамический тип напряженного состояния — горизонтальное растяжение. Два других напряженных состояния отвечают выводу на поверхность пород с больших глубин ( $H_2 > H_1 > H_p$ ). В верхней части массива появляется слой, для которого уровень сжатия горизонтальных напряжений выше, чем вертикальных. Для этого случая в массиве всегда существуют две глубинные зоны с разным геодинамическим типом напряженного состояния. В верхней части массива (фиг. 4б), выше глубины  $H_{13}^k$  ( $k = 1, 2$ ), напряжения горизонтального сжатия больше вертикального сжатия, а ниже  $H_{13}^k$  напряжения горизонтального сжатия меньше.

Согласно исследованиям (Ребецкий 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>), уровень остаточных напряжений ГНС не

зависит от упругих свойств горных пород, а определяется прочностными параметрами геосреды, включающими в себя разупрочняющее влияние флюида. Следствием этого факта является *слабая зависимость остаточных напряжений от вещественной неоднородности горных массивов, но сильная — от структуры геосреды и давления флюида в трещинно-поровом пространстве.*

Возможность появления и длительного существования избыточных напряжений горизонтального сжатия, вызванных остаточными упругими деформациями ГНС, является неотъемлемым свойством пород верхней и, вероятно, отдельных участков средней коры, связанным с особенностью стесненного деформирования горных массивов на глубине и уровне девиаторных напряжений в десятки МПа, который много ниже предела истинной текучести пород (300–400 МПа), что позволяет достаточно долго сохранять эти напряжения (Watts, Cochran, 1984).

Подобное явление в подкоровой литосфере уже не может иметь место из-за влияния на деформирование механизма дислокационной ползучести. Как показано в работах (Mercier, 1980), из петрофизического анализа данных о мантийных включениях с глубин 60–200 км следует невысокий уровень девиаторных напряжений порядка 5–15 МПа. Механизм дислокационной пластичности определяет невозможность длительного существования здесь остаточных упругих деформаций ГНС, вызванных вертикальными движениями. В нижней и средней коре в условиях, близких к псевдопластическому деформированию (Николаевский, 1979), длительное существование девиаторных напряжений более первых десятков МПа маловероятно.

## ОЦЕНКА НАПРЯЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ОБ АМПЛИТУДАХ ДЕНУДАЦИОННО- ЭРОЗИОННОГО СНОСА С ФЕННОСКАНДИИ ЗА МЕЗОЗОЙ–КАЙНОЗОЙ

*Анализ геолого-геоморфологического строения*

В геологическом строении Кольского полуострова, занимающего северо-восточную часть Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита, выделяются мощные толщи архея и протерозоя. Наиболее древние породы архея представлены сильно метаморфизованными и интенсивно дислоцированными гнейсами и гранитами. Протерозойские отложения более разнообразны по составу — кварциты, кристаллические сланцы, песчаники, мраморы, частично гнейсы, переслаивающиеся с зеленокаменными породами. Здесь проявились архейская (беломорская) и протерозойская (карельская) складчатости. Палеозойские породы представлены интрузивными массивами щелочного и щелочно-ультраоснов-

ного состава; наиболее крупными на всем щите массивами являются Хибинский и Ловозерский.

Орографический рисунок Кольского полуострова достаточно прост. Наибольших высот территория достигает в западной части Кольского полуострова, имеющей расчлененный рельеф. Единичные вершины Хибин (г. Часначорр – 1191 м) и Ловозерских тундр превышают 1000 м. Для восточной половины полуострова характерен более спокойный волнистый рельеф с высотами 150–250 м. Геоморфологические исследования (Кочечкин, 1979) дают скорости голоценового вертикального воздымания 1–3 мм в год для Хибинского и Ловозерского массивов.

Вертикальная компонента тектонических движений проявляется в общем сводово-купольном воздымании северо-восточной части Балтийского щита. Формирование рельефа Кольского полуострова происходило в течение длительного периода континентального развития в условиях устойчивого поднятия и сплошного распространения кристаллических пород. Следствием этого явилось формирование поверхностей выравнивания и господство в регионе денудационно-тектонического, структурно-денудационного и денудационного рельефа, представленного плосковерхими горными массивами, холмогорьями, невысокими грядами, плато, низменными цокольными равнинами.

Приподнятые денудационные поверхности, разбитые разломами, в четвертичное время были преобразованы деятельностью ледника, зародившегося на этой территории. В послеледниковое время происходит изостатический подъем территории. При этом наибольшие поднятия испытывает юго-запад Кольского полуострова, где за короткий отрезок поздне- и послеледниковое времени поднятия составили 150–170 м, в то время как северо-восток Кольского полуострова подъема, видимо, почти не испытывал.

Максимальные изостатические поднятия в межледниковье были от десятков метров до 100–200 м. Значительные превышения массивов над окружающей территорией обусловлены не столько их большей устойчивостью к процессам выветривания (подчас она ниже, чем у вмещающих пород), сколько тем, что они оконтурены разломами и приподняты, т.е. представляют собой горсты, и до настоящего времени испытывают собственные локальные поднятия (по крайней мере, некоторые из них). В результате избирательной денудации создается совершенно различный рельеф на границах и гнейсах архея и на породах протерозоя – кварцитах, переслаивающихся с зеленокаменными породами. Это объясняется неодинаковой устойчивостью к разрушению пород, входящих в комплекс беломорид и карелид.

Хибинский и Ловозерский массивы имеют единый генезис образования и представляют собой

интрузии нефелиновых сиенитов центрального типа. Согласно геологическим исследованиям, эти уникальные щелочные интрузивы (возраст 380–410 млн лет) связаны с внутрикоровым внедрением магм без контакта с поверхностью. Массивы в плане имеют форму, близкую к округлой, площадью около 1300 и 590 км<sup>2</sup> с глубиной нижнего контакта около 7 км.

Для рассматриваемого района Балтийского щита до образования щелочных интрузий имела тенденция к поднятию земной коры (Белоусов, 1962; Геология рудных ..., 2002; Зархидзе, Мусатов, 1989) при существенной временной и пространственной неравномерности блоковых поднятий. На протяжении последующих геологических эпох вся территория современного Кольского полуострова продолжала испытывать постепенное поднятие, сопровождавшееся разрушением (выветриванием) и сносом верхней части земной коры. Комплекс процессов выветривания в сочетании с выносом материала реками и ледниками постепенно привел к тому, что древние интрузии были освобождены от покрывавших их горных пород. С олигоцена (начало новейшего этапа на Балтийском щите (Карта новейшей ..., 1985) тело остывшей интрузии было поднято тектоническими процессами над окружающими равнинами. Хибинский массив имеет кольцевую коническую структуру. Тектурно-вещественная зональность Хибинского массива обусловлена прогревом и метасоматической переработкой изначально монотонно-зонального тела фойяитов под действием внедрившихся по кольцевому разлому фойидолитовых расплавов (Арзамасцев и др., 1998). Разница отметок ловозерской осадочно-вулканогенной свиты, образующей кровлю массива, составляет между Хибинским и Ловозерским массивами 3300–3900 м.

Ковдорский массив занимает следующее после Хибинского и Ловозерского массивов положение по размеру и является одним из самых изученных щелочно-ультраосновных плутонов Кольского полуострова (Геология рудных ..., 2002). В плане массив имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении концентрически-овальную форму. Массив прорывает гнейсы кольско-беломорского комплекса и имеет с вмещающими породами эруптивные контакты. Для Ковдорского массива характерен интенсивный гипергенез (Сидоренко, 1958; Терновой и др., 1969). Доледниковые коры выветривания покрывают свыше 60% площади массива.

*Алгоритм оценки величины денудационно-эрозионного сноса с Фенноскандии за мезозой–кайнозой*

Согласно концепции, изложенной в предыдущем разделе, для оценки величины избыточных

напряжений горизонтального сжатия необходимо знать амплитуды денудационно-эрозионного размыва. Определение амплитуд сноса для Кольского п-ва нами сделано на основе анализа мощностей осадков в акваториях, окружающих в целом Фенноскандию. В современном срезе Фенноскандии фанерозойские породы практически не сохранились, за исключением разрозненных остатков в отдельных депрессиях и зонах разломов. Наиболее основательно данные об этих сохранившихся отложениях на этой территории представлены в работе Л.А. Кириченко (1970), составившего схему останцов палеозойских пород на Балтийском щите и показавшего участки с породами, возраст которых меняется в разных местах от кембрия до перми. Исследованные им породы контозерской осадочно-вулканогенной серии верхне-девонского(?)—каменноугольного возраста имеют мощность только карбона 800 м (при неизвестных размерах размывтой части); породы сохранились в кальдере обрушения.

Анализ мощностей осадков в акваториях, окружающих Фенноскандию, производился с помощью атласа литолого-палеогеографических карт мира, в котором представлены карты континентов и океанов по всем эпохам мезозоя и кайнозоя (Ронов и др., 1979). Для подсчета величины неснесенного за определенную эпоху материала суммировалась максимальная мощность осадков соответствующего возраста в акваториях Баренцева, Норвежского и Северного морей. Принималось, что порядок площадей осадконакопления и сноса соизмеримы. В отдельные эпохи бралась 1/2 мощности осадков из-за сноса с севера — с современных о-вов Шпицберген и др., с запада — Британского полуострова, с юга — с Богемского массива и других участков суши. В качестве примера учета двух источников сноса ниже приведен анализ мощностей триасовых (и некоторых других) осадочных отложений в Норвежском и Северном морях (табл. 1). В атласе “Геология и полезные ископаемые шельфов России” (Геология ..., 2004) приведены более подробные стратиграфические подразделения, но они избирательны и не дают возможности расчета сноса за эпохи. Принималось, что максимальная суммарная мощность осадков определенного возраста соответствует мощности максимального сноса. В расчетах не учтены мощности мезозойско-кайнозойских осадков Русской плиты (отсутствие данных), а также мощности четвертичных осадков как из-за специфики осадконакопления в эту эпоху, связанную с оледенениями, так и из-за отсутствия данных. Не удалось учесть и объем вулканогенного материала, поступавшего в акватории за четыре этапа позднемезозойско-кайнозойского магматизма (Кораго и др., 2010). Не учтен возможный размыв триасовых отложений в Баренцевом море, перекрытых средней и верхней юрой.

#### *Результаты исследований амплитуд сноса*

Результаты произведенных расчетов приведены в табл. 1, из анализа которой следует, что порядок величины размыва Фенноскандии за мезозой-кайнозой может достигать 11 км (Сим, 2012). По рассчитанным мощностям возможного сноса вычислены скорости эрозии за разное время (табл. 2 и 3). Порядок величин скорости эрозии за разные интервалы кумулятивного времени соизмерим и изменяется от 0.029 до 0.044 мм/год; они соответствуют известным данным по Европе, а также рассчитанным по локальным участкам Балтийского щита (Евзеров, 2001), что позволяет считать полученные результаты разумными. Скорости на отдельных, более дробных интервалах времени не столь устойчивы (от 0.146 до 0.009 мм/год), что объяснимо как грубым подсчетом мощностей для коротких промежутков времени, так и специфической осадконакопления.

Обращает на себя внимание, что разные способы расчета скорости сноса (табл. 2) дают максимумы величин в триасе и в палеоцене. Максимальная скорость сноса за суммарное время с раннего триаса до плиоцена включительно (0.044 мм/год) и за триас (0.099 мм/год), скорее всего, обусловлена тем, что в это время снос в Баренцево море был не только с Фенноскандии. Так, согласно палеогеографическим картам (Ронов и др., 1989), в раннем и среднем триасе весь Скандинавский п-ов (за исключением узкой полосы в юго-западной части) представлял низкую сушу, при этом Гренландия, Северный Урал — Пай-Хой (а в раннем триасе — и Тиман) были возвышенной сушей, т.е. снос в Баренцево море был в основном с востока. При этом в позднем триасе Скандинавский п-ов, наряду с Тиманом и Уралом, представлял возвышенную сушу.

На востоке этого моря картируются значительные площади распространения континентальных отложений (вся территория современного Карского моря, Новой Земли и Тимано-Печорская плита), в то время как у побережья Фенноскандии отмечено переслаивание морских и континентальных отложений. Ось прогиба СВ простирания параллельна Новой Земле, изогипса в 1000 м расположена примерно на равном расстоянии от Новой Земли и Мурманского побережья, что привело к учету только 1/2 мощности осадков (табл. 1). Максимум скоростей воздымания щита связан с завершением герцинской складчатости на Урале, а скоростью, вероятно, завышена из-за невозможности учесть осадконакопление от сноса с орогенных структур к востоку.

Таким образом, проведенные исследования дают возможность обобщить существующие представления об истории развития Фенноскандинавского щита в мезозое-кайнозое. На протяжении верхнего триаса-начала нижней юры щит претер-

**Таблица 1.** Усредненные мощности осадков, накопленных в обрамлении Фенноскандии за мезозойскую и кайнозойскую эры

Эпоха	Мощность, м			
	Баренцево	Норвежское	Северное	сумма
T <sub>1</sub>	500	560	500 : 2 = 250	1210
T <sub>2</sub>	1000	—	250 : 2 = 125	1125
T <sub>3</sub>	1000	2000 : 2 = 1000	250 : 2 = 125	2125
<b>T<sub>1</sub>–T<sub>3</sub></b>				<b>4460</b>
J <sub>1</sub>	250	250 : 2 = 125	250 : 2 = 125	500
J <sub>2</sub>	100	100 : 2 = 50	100 : 2 = 50	200
J <sub>3</sub>	500	800 : 2 = 400	100 : 2 = 50	950
<b>J<sub>1</sub>–J<sub>3</sub></b>				<b>1650</b>
K <sub>1</sub>	750	500 : 2 = 250	500 : 2 = 250	1250
K <sub>2</sub>	100	500	1000 : 2 = 500	1100
<b>K<sub>1</sub>–K<sub>2</sub></b>				<b>2350</b>
Pg <sub>1</sub>	480	500 : 2 = 250	100 : 2 = 50	780
Pg <sub>2</sub>	100	500 : 2 = 250	250 : 2 = 125	475
Pg <sub>3</sub>	100	300	250 : 2 = 125	525
<b>Pg<sub>1</sub>–Pg<sub>3</sub></b>				<b>1780</b>
N <sub>1</sub>	—	250 : 2 = 125	100 : 2 = 50	175
N <sub>2</sub>	7	500	6	513
<b>N<sub>1</sub>–N<sub>2</sub></b>				<b>688</b>

Суммарная мощность 10 928 м.

певал длительную стадию выравнивания, что нашло свое выражение в минимуме скорости сноса в юре (0.026 мм/год, см. табл. 3). В это время формировалась каолиновая кора выветривания, которая в течение нижней и средней юры представляла основной источник материала, поступавшего в Южно-Баренцевоморскую впадину. К началу верхней юры на щите сохранились только корни

**Таблица 2.** Скорости сноса с Фенноскандии за различные (кумулятивные) интервалы времени

Эпохи	Время, млн лет	Мощность, м	Скорость, мм/год
T <sub>1</sub> –N <sub>2</sub>	250.0	10928	0.044
T <sub>3</sub> –N <sub>2</sub>	227.4	8593	0.038
J <sub>1</sub> –N <sub>2</sub>	205.1	6468	0.031
K <sub>1</sub> –N <sub>2</sub>	142.0	4818	0.034
Pg <sub>1</sub> –N <sub>2</sub>	65.5	2468	0.038
Pg <sub>2</sub> –N <sub>2</sub>	55.0	1688	0.031
Pg <sub>3</sub> –N <sub>2</sub>	33.7	1213	0.035
N <sub>1</sub> –N <sub>2</sub>	23.8	688	0.029

каолиновой коры выветривания, так как в верхней юре и нижнем мелу со щита сносился существенно менее выветрелый материал, чем в предшествующий период (Евзеров, 2001). Второй максимум скоростей воздымания и, соответственно, величины размыва, отмечается в палеоцене (0.038 и 0.074 мм/год, табл. 2 и 3), ознаменовавшемся проявлением ларамийского тектогенеза, сопровождавшегося крупными тектоническими и палеогеографическими изменениями. Относительно глубоководные глинистые серии в центре бассейна Северного моря сменяются континентальными песчаными осадками, поступавшими с активно поднимающейся Фенноскандии.

Известно, что переходная полоса от Фенноскандинавского щита к Русской плите в палеогене покрывалась морским бассейном, создавшим исходный маркирующий уровень (сохранность остатков морских палеогеновых отложений в Северной Финляндии и в Калининградской обл.) (Никонов, 2010). По всей вероятности, эти остатки являются эоценовыми и совпадают со временем максимальной трансгрессии в Западной Арктике (Зархидзе, Мусатов, 1989). В эоцене отмечается минимум скоростей размыва (0.031 и 0.022 мм/год).

Глобальные тектонические и палеогеографические изменения в олигоцене, связанные с пиренейской и синхронными ей фазами тектонических движений, отразились в повышении скорости осадконакопления в обрамлении Фенноскандии (0.035 и 0.053 мм/год). На западе Евразии сокращаются площади, покрытые морем. Максимум регрессии приходится на конец эпохи, когда закрывается Польско-Припятский пролив (Ронов и др., 1989). Оligocen является переломным этапом в развитии Западно-Арктического шельфа и всей структуры Северного Ледовитого океана с формированием типичной морфоструктуры океанической впадины и образованием крупных сводовых поднятий на месте Западно-Арктического шельфа.

В миоцене–плиоцене территория Фенноскандии испытывала выравнивание, сопровождавшееся формированием гидрослюдистой коры выветривания, которая была переотложена в конце неогена с концентрацией россыпного лопарита в Ловозерском районе. Повышенная скорость размыва территории в это время отразилась в “ураганной” скорости в плиоцене – 0.146 мм/год (табл. 3), полученной при раздельном расчете скоростей за миоцен и плиоцен. Возможно, это связано с накоплением больших объемов мореноподобных осадков (Патык-Кара, Друщиц, 2009) и недоучетом вулканического материала, попадавшего в процессе позднекайнозойского тектоно-магматического этапа с запада Шпицбергена и Новой Земли (Кораго и др., 2010).

Неогеновая кора выветривания крайне важна для выделения неотектонического этапа на Фенноскандинавском щите, ибо на картах неотектоники его начало относится к олигоцену (Карта ..., 1985). Согласно полученным скоростям эрозии и приведенным выше характеристикам олигодена, начало неотектонического этапа все же логичнее отнести именно к олигоцену, а размыв неогеновой коры выветривания в конце плиоценовой эпохи (Евзеров, 2001) расценивать либо как подэтап неотектонического этапа, либо как локальный очаг воздымания отдельных блоков щита. Кроме этого, активизация новейших движений в это время отмечается на значительной части Арктического севера Евразии (например, на севере Западно-Сибирской плиты и Полярном Урале) (Сим и др., 2008) и может быть связана с окончательным раскрытием пролива Фрама между Норвежско-Гренландским и Евразийским бассейнами (Хаин, Лимонов, 2004).

Результаты расчетов величины эрозионно-денудационного сноса показали, что порядок величины размыва Фенноскандии за мезозой-кайнозой может достигать 11 км. Усредненные за различные временные интервалы времени скорости денудации поверхности и соответственно скорости

**Таблица 3.** Скорости сноса с Фенноскандии за различные интервалы времени

Эпохи	Время, млн лет	Мощность, м	Скорость, мм/год
T	44.9	4460	0.099
J	63.1	1650	0.026
K	76.5	2350	0.031
Pg <sub>1</sub>	10.5	780	0.074
Pg <sub>2</sub>	21.3	475	0.022
Pg <sub>3</sub>	9.9	522	0.053
N <sub>1</sub>	18.48	175	0.009
N <sub>2</sub>	3.51	513	0.146

эксгумации изменяются от 0.01 до 0.15 мм/год. Эти величины скорости соответствуют большому числу данных, приведенных в работе (Куккал, 1987). В то же время они почти на два порядка ниже скоростей эксгумации горных пород в областях коллизионных поясов, полученных методами термометрии и термохронологии (Burbank, 2002).

Скорости вертикальных движений Фенноскандии существенно возросли в период таяния ледника, достигнув максимальных значений 8–12 см/год к его полному сходу (10 тыс. лет назад), и затем замедлились до 2 см/год (6–7 тыс. лет назад). Климатические изменения в этот период времени могли способствовать резкому увеличению скорости денудационных процессов вплоть до величин первых миллиметров в год. В работе (Hallet *et al.*, 1996) приводятся данные о скорости гляциоэрозии, которая может составлять от 1 до 30 мм/год.

#### Оценка уровня тектонических напряжений

В этом разделе изложенная выше теория расчета остаточных напряжений будет апробирована на данных о денудации поверхности Фенноскандии, представленных в табл. 2–3, а также на оценке амплитуды снятия покрова с момента начальной стадии ледникового периода.

1) Полагаем, что те породы, которые в настоящее время находятся практически у поверхности (глубина порядка 100 м), незадолго до начала цикла четвертичных оледенений были на глубине 300 м от поверхности. Уменьшение глубины расположения породы на 200 м связывается в основном с грейдерным эффектом двигавшегося с северо-запада на юго-восток ледника (20000 лет активного роста ледников при отвечающей ему скорости гляциоэрозии 10 мм/год (Ramsay, Hackman, 1994). Денудация поверхности в период активного таяния ледников Фенноскандии (5000 лет) для быстро растущих массивов Хибины, Ковдор и Ловозеро может составить 20–30 м (5 мм/год – актив-

ная фаза денудации в переувлажненной среде с резкими колебаниями температуры высоких широт (Куккал, 1987)).

В расчетах напряжений используем формулы, полученные в (Ребецкий, 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>), плотность пород  $\rho = 3 \text{ г/см}^3$ , коэффициент  $\nu = 0.25$ , величину сцепления  $\tau_f = 5 \text{ МПа}$  (здесь учитывается начальная трещиноватость пород),  $k_f = 0.6$  (трение). Флюидное давление определим согласно гидростатическому закону распределения. Будем считать, что в начальный момент времени (до четвертичного оледенения) в породе не существовало остаточных напряжений, а ее напряженное состояние полностью определялось начальной стадией ГНС. Для указанных параметров глубина кровли катакластически деформируемого слоя  $H_p \approx 0.6 \text{ км}$ . В этом случае для глубины 300 м вертикальные сжимающие напряжения составят около  $-9 \text{ МПа}$ , а напряжения горизонтального сжатия около  $-3 \text{ МПа}$ .

На стадии оледенения вертикальная нагрузка увеличивается за счет ледяного покрова, который составлял около 2500–3000 м. Полагаем, что так же, как для современной Антарктиды, вблизи подошвы льда существовала линза воды, что приводит к появлению повышенного давления флюида в трещинно-поровом пространстве пород (150% от гидростатического). В этом случае глубина перехода пород в катакластическое состояние дает значения менее 10 м. Таким образом, в период оледенения на палеоглубине 300 м породы будут достигать предела катакластического течения (Ребецкий, 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>), при котором в горизонтальном направлении должны появиться дополнительные сжимающие напряжения. Для принятых нами значений мощности льда это уточнение можно свести к добавлению к палеоглубине 300 м еще дополнительных 700 м ( $H = 1 \text{ км}$ ). Исходя из этого значения глубины, находим формирующиеся дополнительные напряжения горизонтального сжатия  $\Delta\sigma \approx -8 \text{ МПа}$ . На этот момент времени вертикальные напряжения сжатия будут близки к  $-31 \text{ МПа}$ , а горизонтальное сжатие с учетом дополнительных напряжений составит около  $-18 \text{ МПа}$ , т.е. здесь имеет место геодинамический режим горизонтального растяжения.

Как было представлено выше, после завершения ледникового периода и таяния ледника породы, получившие дополнительные сжимающие напряжения на глубине 300 м, выводятся на глубины 100 м. При этом упругая разгрузка, обусловленная денудацией и таянием льда, снимает только те напряжения, которые отвечают чисто упругой стадии деформирования (разгрузка идет по упругому закону), а дополнительные сжимающие напряжения остаются в породе. Эти напряжения следует рассматривать как остаточные. Таким образом, влияние оледенения дает возможность предполо-

жить формирование в настоящее время на глубине 100 м горизонтальных сжимающих напряжений порядка  $-9 \text{ МПа}$  при уровне напряжений вертикального сжатия около  $-3 \text{ МПа}$ . Эти значения горизонтальных напряжений в 2–5 раз меньше, чем напряжения, измеряемые *in situ* для Хибинского и Ловозерского массивов, но близки к напряжениям, замеряемым в массиве Ковдор.

2) При расчете остаточных напряжений, обусловленных денудацией поверхности в ледниковый период, используем данные табл. 2. Будем считать, что за последние 150 млн лет (поздний мезозой–кайнозой) денудация поверхности могла составить 5 км, т.е. породы, которые сейчас находятся у поверхности, 150 млн лет назад находились на глубине 5 км от поверхности. Считаем, что напряженное состояние горного массива в этот период времени определялось только действием массовых сил. Также при расчетах не будем учитывать изменение напряженного состояния, вызываемого дополнительным пригрузом пород, формирующимся в ледниковый период.

Будем при расчетах использовать те же данные о свойствах и прочности среды, как и в предыдущем разделе. Поскольку в этом случае граница кровли катакластического деформирования кристаллической коры будет составлять 0.6 км, то это означает, что на глубине 5 км в процессе катакластического деформирования формируются дополнительные напряжения горизонтального сжатия. Используя формулы, полученные в (Ребецкий, 2008<sub>1</sub>, 2008<sub>2</sub>), находим, что уровень этих дополнительных сжимающих напряжений составляет около 38 МПа. Значения полных напряжений в этот период: вертикальные сжимающие напряжения 150 МПа, а горизонтальные сжимающие напряжения 88 МПа.

В процессе тектонического поднятия за 150 млн лет, сопровождающегося денудацией, породы, получившие дополнительные сжимающие напряжения на глубине 5 км, выводятся к поверхности. При этом упругая разгрузка, обусловленная денудацией, снимает только те напряжения, которые отвечают чисто упругой стадии деформирования, а дополнительные сжимающие напряжения остаются в породе. Таким образом, при выходе к поверхности (глубина 100 м) напряжения вертикального сжатия будут составлять около 3 МПа, в то время как напряжения горизонтального сжатия будут около 39 МПа.

3) Применим подобные расчеты к периоду времени триас–юра–кайнозой. Согласно данным табл. 2, денудация поверхности могла составить около 11 км, т.е. породы, которые сейчас находятся у поверхности, 250 млн лет назад находились на глубине 11 км от поверхности. В этом случае дополнительные напряжения горизонтального сжатия, формирующиеся в процессе ка-

такластического течения, составят уже 90 МПа. Таким образом, при выходе к поверхности (глубина 100 м) напряжения вертикального сжатия будут составлять около 3 МПа, в то время как напряжения горизонтального сжатия будут около 91 МПа.

## ОБСУЖДЕНИЕ ВЫПОЛНЕННЫХ РАСЧЕТОВ

Приведенные выше оценки напряжений сделаны на основе расчетов усредненных значений амплитуд денудации поверхности коры всей Фенноскандии. Можно предположить, что процесс эксгумации пород для этой большой территории происходил неравномерно. Эта неравномерность может быть связана с локальными участками более быстрых поднятий интрузивных массивов, а также с зонами существующих разломов. С этих позиций для Хибин и Ловозера полученные оценки напряжений могут рассматриваться как нижний предел уровня дополнительных напряжений горизонтального сжатия.

В сравнении с Ловозерским массивом Хибинский массив имеет значимый перепад высот горных вершин по отношению к внутренним долинам и более резкий переход склонов к окружающим областям. С этих позиций можно ожидать несколько более высокий уровень остаточных напряжений для массива Ловозеро, чем для массива Хибин. Об этом говорят меньшие углы наклона слоев Ловозерского массива, что можно трактовать как большие амплитуды вертикального выдавливания пород вверх.

Более быстрое поднятие, которое не успевает полностью эродировать, формирует рельеф. В этом случае эксгумированные породы одного вертикального разреза, испытавшие близкие амплитуды упругой разгрузки, но расположенные на разных глубинах, могут иметь разный уровень дополнительных напряжений горизонтального сжатия. Это связано с тем обстоятельством, что породы, оказавшиеся выше уровня долин рельефа, испытывают дополнительную разгрузку, вызванную уменьшением уровня бокового обжатия. Таким образом, в областях поднятий, имеющих ярко выраженный горный рельеф, уровень напряжений горизонтального сжатия, связанный с остаточным напряженным состоянием, несколько снижается относительно областей поднятий, обладающих “спокойной”, медленно повышающейся поверхностью.

Результаты расчета горизонтальных напряжений за ледниковый период хорошо соответствуют данным *in situ* для массивов Ковдор, но в несколько раз меньше, чем для массивов Хибини и Ловозеро, испытавших значительно более высокие амплитуды поднятий. Это говорит о том, что для объяснения измеряемых напряжений для этих массивов одного эффекта гляциоэрозии недостаточно.

В рамках предлагаемой концепции получены только первые результаты. Если посмотреть на предлагаемую концепцию существенного вклада остаточных напряжений в аномально высокий уровень напряжений горизонтального сжатия не сколько шире, то можно заметить, что горные массивы коры за последние сотни миллионов лет практически повсеместно имели периоды подъема, сопровождавшегося эрозией склонов (горные орогены) и денудацией больших площадей относительно пологого рельефа (щиты и плиты). Скорости подъема поверхности и скорости эрозионно-денудационных процессов по порядку величин не сильно отличаются друг от друга и оцениваются как 0.001–1 мм/год на временных интервалах в первые миллионы–десятки миллионов лет (Оллиер, 1984) и зависят от тектонического режима и климатических условий (Куккал, 1987). Таким образом, скорость эксгумации пород с больших глубин для щитов и платформ может составлять 0.01–0.1 мм/год, что на временах в первые сотни млн лет определяет возможный уровень остаточных напряжений в 10–100 МПа. Поскольку платформы и щиты занимают большую площадь континентальных плит, то именно остаточные напряжения гравитационного напряженного состояния могут оказаться тем источником, из которого идет подпитка общепланетарных коровых напряжений горизонтального сжатия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный нами механизм генерации избыточных напряжений горизонтального сжатия в массиве горных пород показывает, что в условиях действия только массовых (гравитационных) сил в породах существуют области: а) чисто упругого деформирования, непосредственно примыкающие к кровле коры; б) упруго-катакластического течения, где из-за превышения предела трещинной текучести уровень горизонтального сжатия может приближаться к литостатическому давлению, оставаясь при этом ниже него; в) упругой разгрузки, вызванной эксгумацией пород при воздымании поверхности и ее денудации.

Глубина кровли области упруго-катакластического деформирования зависит от типа слагающих пород (коэффициент Пуассона), прочностных параметров (коэффициент внутреннего трения и сцепления) и флюидного давления. В области катакластического течения при вертикальной ориентации оси максимального сжатия (стандартное гравитационное напряженное состояние) происходит упругое уплотнение пород, развиваются необратимые деформации удлинения в горизонтальном направлении и укорочения в вертикальном и, как следствие, формируются дополнительные напряжения горизонтального сжатия (при этом верти-

кальные напряжения всюду остаются наибольшими сжимающими).

Разброс в величинах остаточных напряжений, действующих вблизи поверхности (глубины около 100 м), от 9 МПа до 39 и даже 91 МПа, полученный в наших расчетах, показывает, что в разных участках пород в зависимости от характера эволюции деформированного состояния и конкретных условий возможные существенные перепады величин горизонтальных сжимающих напряжений. Расчеты напряжений, выполненные тектонофизическим методом, учитывающим амплитуды денудации, дают результаты, близкие к величинам напряжений, измеренным инструментальными методами *in situ* для Ловозерского, Хибинского и Ковдорского массивов. Это позволяет рассматривать механизм формирования остаточных напряжений ГНС, вызываемых денудацией, как один из возможных, методологически обоснованных, для объяснения высокого уровня напряжений горизонтального сжатия.

Отметим, что расчеты остаточных напряжений ГНС, вызванных механизмом денудации, могут быть полезны для оценки глубин формирования эндогенных месторождений.

Данный результат может быть использован в прогнозе состояния стенок глубоких карьеров, при проходке подземных выработок в процессе разработки рудных месторождений. Оценка величины эрозионного сноса и прогноз величин избыточных горизонтальных напряжений имеет особое значение в рудной геологии для понимания глубин и палеогеодинамических условий образования рудных тел в магматических породах.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00892) и программы № 6 ОНЗ РАН. Авторы благодарны за техническую поддержку при проведении полевых и камеральных работ, а также конструктивное обсуждение результатов исследований В.А. Ермакову, Ф.Л. Яковлеву (ИФЗ РАН), Д.В. Жирову (ИГ КНЦ РАН).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айтматов И.Т.* Геомеханика рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1987. 246 с.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным. Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 211–221.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Недра, 1962. 608 с.
- Волох Н.П., Сашурин А.Д., Липин Я.И.* Исследования остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука, 1972. С. 186–189.
- Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Геология и полезные ископаемые шельфов России. Атлас. Гл. Ред. Алексеев М.Н. М.: Научный мир, 2004. Лист 1–1, 1–2.
- Гончаров М.А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Горбачевич Ф.Ф., Ильченко В.Л.* Оценка параметров деформирования пород и поля современных напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (скв. СГ-3) // Рос. геофиз. журн. 1999. № 13/14. С. 61–71.
- Горбачевич Ф.Ф., Савченко С.Н.* Современные напряжения в северной части Балтийского щита по данным исследований Печенегского геоблока и разреза Кольской сверхглубокой скважины // Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 6. С. 41–54.
- Гудман Р.* Механика скальных пород. М.: Стройиздат, 1987. 232 с.
- Давиденков Н.Н.* Об остаточных напряжениях // Рентгенография в применении к исследованиям материалов. М.-Л.: ОНТИ. 1936.
- Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия / Под ред. Мельникова Н.Н. Новосибирск: СО РАН, 2012. 632 с.
- Динник А.Н.* О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.
- Евзеров В.Я.* Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.
- Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е.* Основы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1989. С. 123–140.
- Зубков А.В., Зотеев О.В., Смирнов О.Ю., Липин Я.И. и др.* Закономерности формирования напряженно-деформированного состояния земной коры Урала во времени // Литосфера. 2010. № 1. С. 84–93.
- Карпинский А.П.* К тектонике Европейской России // Известия Академии наук. 1919.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-6 1 : 1000000 // Гл. ред. Николаев Н.И. М.: ГУГК СМ СССР, 1985.
- Кириченко Л.А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 112 с.
- Козырев А.А., Савченко С.Н.* Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части коры // Физика Земли. 2009. № 11. С. 34–43.
- Кораго Е.А., Столбов Н.М., Евдокимов А.Н.* Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойского существенно мафического магматизма в Арктике // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Матер. XII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 368–372.
- Косыгин Ю.А., Магницкий В.А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вер-



- тикальных движений, магматизма и складчатости // Бюлл. МОИП. 1948. № 3. С. 158–166.
- Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника Восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
- Куккал З.* Скорости геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
- Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. 1977. 211 с.
- Марков Г.А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20–30.
- Марков Г.А.* Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1985. С. 72–84.
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–820.
- Никонов А.А.* Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 97–100.
- Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 456 с.
- Патык-Кара Н.Г., Друщиц В.А.* Особенности динамики осадочного материала на шельфе Арктики в позднем кайнозое // М-лы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 101–104.
- Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А.* Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример молибден-уранового месторождения Антей, Забайкалье // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 327–350.
- Пономарев В.С.* Потенциальная энергия гидростатического сжатия горных пород и сейсмичность // Труды Третьего Всесоюзного симп. по сейсмич. режиму. Новосибирск: Наука, 1969. Ч. 1. С. 30–55.
- Пономарев В.С.* Упругая энергия горных пород и сейсмичность // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 75–86.
- Прокофьев В.Ю., Пэк А.А.* Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 3–24.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008<sub>1</sub>. Т. 11. № 1. С. 66–73.
- Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН. 2008<sub>2</sub>. Т. 423. № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л.* Влияние упругой сжимаемости мантии на термогравитационную конвекцию. Конвективная неустойчивость гравитационного напряженного состояния // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 250–255.
- Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Журов Д.В.* Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле: Междунар. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина. 1–4 февраля 2011 г., Москва. М.: 2011. С. 1553–1559.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Отв. ред.: Барсуков В.Л., Лаверов Н.П. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 79 с.
- Рыбин В.В., Константинов К.Н., Данилов И.В., Данилкин А.А.* Геомеханическое состояние массивов горных пород в бортах карьеров по данным инструментальных определений // Глубокие карьеры: Сб. докл. Всерос. научно-техн. конф. 18–22 июня 2012 г. Апатиты. СПб: КНЦ РАН. 2012. С. 382–388.
- Савченко С.Н.* Оценка напряженного состояния горных пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины // ФТПРПИ. 2004. № 1. С. 27–34.
- Сейсмичность при горных работах / Под ред. Мельникова Н.Н. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2002. 325 с.
- Сидоренко А.В.* Доледниковые коры выветривания Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 106 с.
- Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В.* О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2008. С. 301–318.
- Сим Л.А.* О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенноскандинавского щита в мезокайнозое // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ: Матер. XLIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2012. С. 398–401.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И.* Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969. 288 с.
- Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах / Козырев А.А., Панин В.И., Иванов В.И., Савченко С.Н. и др. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. Ч. 1. 159 с. Ч. 2. 162 с.
- Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника. М.: МГУ, 2004. 270 с.
- Brady B., Bzown E.* Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers, 2004. 688 p.
- Brown W., Hoek E.* Technical Note. Trends in relationships between measure *in situ* stress and depth // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech, 1978. V. 15. P. 211–215.
- Burbank D.W.* Rates erosion and their implications for exhumation // Mineralogical Magazine. 2002. V. 66. № 1. P. 25–52.
- Hallet B., Hunter L., Bogen J.* Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implication // Global Planetary Change. 1996. № 12. P. 213–235.
- Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust determined by measurements of absolute rock stress // Nanerwissenschaiten. 1974. № 11. P. 463–475.

- Haxby W.F., Turcotte D.L.* Stress induced by the addition or removal of overburden and associated thermal effect // *Geology*. 1976. № 4. P. 181–194.
- Herget G.* Variation of rock stresses with depth at Canadian iron mine // *Int J. Rock Mech.* 1973. *Min Sci.* № 10. P. 37–51.
- Mercier J.-C.C.* Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. B. 11. P. 62930–6303.
- Potvin Yv., Hadjigeorgiou J., Stacey D.* Introduction. Challenges on Deep and High Stress Mining. Copyright 2007. Australian Centre for Geomechanics. The University of Western Australia. P. 1–13.
- Ramsay W., Hackman V.* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I // *Fennia*. 1994. V. 11. № 2. S. 1–225.
- Savchenko S., Gorbatshevich F.* Estimation of the stressed state of the rock mass in the area of the Outkumpu deep drill hole (OKU), Finland // *Acta Geodyn. Geomater.* 2012. V. 9. № 1. P. 31–42.
- Sykes L.R., Sbar M.L.* Intraplate earthquakes, lithosphere stresses, and the driving mechanism plate tectonics // *Nature*. 1973. V. 245. P. 298–302.
- Turcotte D.L.* Driving mechanisms for plate tectonics // *Geofisica Intern.* 1973. V. 13. P. 309–315.
- Turcotte D.L.* Membrane tectonics // *Royal Astron. Soc. Geophys. J.* 1974. V. 36. P. 33–42.
- Voight B., St Pierre B.H.P.* Stress history and rock stress // *Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc.* 1974. V. 2. P. 580–582.
- Watts A.B., Cochran I.R.* Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian-Emperor seamount chain // *Royal Astron. Soc. Geophys. J.* 1974. V. 38. P. 119–141.