

УДК 551.243 (571.1)

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА БЕЛОМОРСКО-СЕВЕРОДВИНСКОЙ ЗОНЫ СДВИГА В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ И ФАНОРОЗОЕ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© С. Ю. Колодяжный*, А. С. Балугев, Д. С. Зыков

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
*e.mail.: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2018 г.; после исправления 29.08.2018 г.; принята в печать 25.09.2018 г.

Рассмотрены особенности тектоники и плитного этапа развития Беломорско-Северодвинской зоны, расположенной в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. При изучении этой структуры были использованы методы дистанционного и структурно-кинематического анализов. Установлено, что зона имеет протяженность около 1000 км и прослеживается с северо-запада на юго-восток из области Балтийского щита в ареал развития осадочного чехла Русской плиты. При этом она во много наследует палеопротерозойские структуры Беломорско-Лапландского подвижного пояса и рифейские грабены Беломорской рифтовой системы. В современной структуре Беломорско-Северодвинская зона представлена системой неотектонических полуграбенов, ограниченных сбросами и сбросо-сдвигами и сегментированных поперечными сдвигами трансформного характера. Авторы пришли к выводу, что на протяжении рифея — фанерозоя Беломорско-Северодвинская зона испытала многократную активизацию в различных динамических условиях. В последовательности этапов ее развития отмечается циклическое чередование обстановок рифтогенеза, развивавшихся в условиях транстенсии, и сжатия в режиме транспрессии. На протяжении рифея и раннего венда Беломорско-Северодвинская зона испытала три цикла транстенсивно-трансpressивных преобразований. В фанерозойское время в пределах Беломорско-Северодвинской зоны отмечалось изменение режимов деформаций и направлений сдвиговых смещений не менее четырех раз. Новейшие постледниковые деформации в Беломорско-Северодвинской зоне проявились в связи с горизонтальным перемещением Кольского блока в юго-восточном направлении и последующим его вращением против часовой стрелки.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, геодинамика, зона сдвига, кинематика, структурный парагенез, Восточно-Европейская платформа

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>

ВВЕДЕНИЕ

Опыт исследований показывает, что Восточно-Европейская платформа на плитной стадии развития характеризуется высокой тектонической подвижностью и является классическим геодинамическим полигоном для изучения процессов внутриплитного тектогенеза [8, 19, 21, 24–26, 28–31, 33, 34]. Раннедокембрийский остов Восточно-Европейской платформы, образующий ее фундамент, сформировался к концу палеопротерозоя в результате коллизионных событий при столкновении континентальных микроплит — Сарматии и Волго-Уралии (~ 2.0 млрд лет назад), к которым несколько позже (1.8–1.7 млрд лет) присоединилась Фенноскандия [13, 42, 44, 45]. Последующая эволюция Восточно-Европейской платформы была связана с внутриплитным тектогенезом, особенности проявления которого менялись в процессе эволюции платформы. В рифее и раннем венде

формировались рифтогенные бассейны, представленные преимущественно узкими трогами — авлакогенами (палеорифтами), пространственно наследовавшими положение палеопротерозойских коллизионных поясов [10, 39, 40, 44, 45]. Начиная с позднего венда наступил плитный этап накопления осадков платформенного чехла, распределение которых контролировалось развитием синеклиз и антеклиз, а также более мелких структур — локальных поднятий и депрессий, валов и флексур. Ансамбли этих типично платформенных структур обычно рассматриваются в связи с вертикальными перемещениями крупных блоков коры на фоне постепенно угасающей тектонической активности платформы.

По мере исследований представления о характере развития Восточно-Европейской платформы усложняются в отношении стадийности ее эволюции и форм тектогенеза. Все больше появляется

данных о горизонтальных перемещениях, осложняющих облик платформы большим разнообразием структур различного ранга [3, 6, 8, 10, 19, 21, 24–31, 33, 38, 40, 41]. Крупнейшими формами латеральных перемещений в пределах Восточно-Европейской платформы являются плито-потоки [33]. Структуры более высоких порядков представлены сдвигами и надвигами, связанными с ними складками и присдвиговыми депрессиями пулл-апарт, листрическими сбросами, межсловевыми и внутрикоровыми детачментами. Области их концентрированного проявления охватывают широкие пояса вдоль окраин Восточно-Европейской платформы, а также образуют протяженные зоны, проникающие в центральные части платформы. Эти внутриплитные нарушения во многом напоминают зоны сдвига (в понимании [49]) горно-складчатых поясов, но отличаются от них относительно небольшими амплитудами смещений, рассредоточенным характером деформаций и чрезвычайно длительным периодом полистадийного развития [24–28]. Эволюция этих платформенных сдвиговых зон проходила в меняющихся динамических обстановках, в результате чего в их пределах совмещены сложные суперпозиционные ансамбли структур различного генезиса и облика. В осадочном чехле они чаще выражены системами малоамплитудных разрывов, рассредоточенных в широкой полосе, местами — зонами пликативных дислокаций: системами валов, флексур и эшелонированных складок. Они пронизывают комплексы фундамента и чехла, но их строение в пределах различных структурных этажей платформы часто меняется, что связано с особенностями эволюции нарушений и реологическими свойствами вмещающих пород.

На примере нарушений, которые прослеживаются из раннедокембрийских комплексов фундамента на Балтийском щите в осадочные отложения чехла Русской плиты, мы исследовали структуры, образующие разноглубинные уровни платформенных сдвиговых зон. К этим структурам относится Беломорско-Северодвинская зона, в строении которой участвуют разновозрастные комплексы пород (от архея до квартера), характер деформаций которых позволяет выявить этапы ее эволюции. Целью статьи является анализ особенностей тектоники северо-западного сегмента Беломорско-Северодвинской зоны с использованием геолого-геофизических материалов и новых результатов структурно-кинематических исследований.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились с применением комплексного подхода, объединяющего методы дистанционного анализа и полевых геолого-структурных исследований. В результате дешифрирования цифровых карт рельефа (спутниковая альтиметрия) и космоснимков была выявлена

система линеаментов неопределенного генезиса. Последующее сопоставление выявленных форм с геофизическими данными (карты магнитных и гравиметрических аномалий), материалами сейсмопрофилирования и геологических съемок позволило выявить группу структур, имеющих признаки тектонических нарушений. Верификация результатов дистанционного анализа проводилась на основе полевых геолого-структурных исследований. При этом использовались методы структурно-кинематического и парагенетического анализов [22, 24, 29, 30, 47, 49]. При статистической обработке кинематических данных, полученных на основе изучения зеркал скольжения, использовалась программа FaultKin6 [48].

Изучение структурных парагенезов Беломорско-Северодвинской зоны проводилось в различных комплексах пород, образующих этажи платформы, включая архей-палеопротерозойский фундамент, рифейские рифтогенные (протоплатформенные) образования и верхний венд — фанерозойский чехол. Общие и индивидуальные черты тектоники каждой ассоциации пород являлись основой для выявления наиболее молодых (сквозных) структур и древних (погребенных) нарушений. Важными возрастными реперами при изучении деформаций являлись гидротермальные жилы, эруптивные брекчии, мелкие интрузии и дайки рифейского и палеозойского возраста. Все они, как правило, имеют признаки синкинематического внедрения, а их геометрическая ориентировка и структура (форма тел, коленообразные изгибы, апофизы и отщепы) характеризуют динамические обстановки их формирования [2, 9, 35]. При выявлении неотектонических структур учитывался характер их проявления в современном рельефе и соотношения с четвертичными отложениями, наблюдаемые в обнажениях и на сейсмических профилях. Изучались наложенные деформации ледниковых плейстоценовых морфоструктур (поверхности экзарации, бараньи лбы, озы), на основе чего были выявлены новейшие структурные парагенезы постледникового голоценового возраста.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БЕЛОМОРСКО-СЕВЕРОВДВИНСКОЙ ЗОНЫ

Беломорско-Северодвинская зона имеет протяженность около 1000 км и прослеживается с северо-запада на юго-восток из области кристаллических пород Балтийского щита в ареал развития осадочного чехла Русской плиты (рис. 1). Вдоль простирания она имеет неоднородное строение с чередованием линейных и ветвистых сегментов, ширина которых варьирует от 40 до 120 км. Зона хорошо выражена в современном рельефе и контролирует позиции современных депрессий Белого моря и речных долин, в бортах которых сейсмическими методами и прямыми наблюдени-

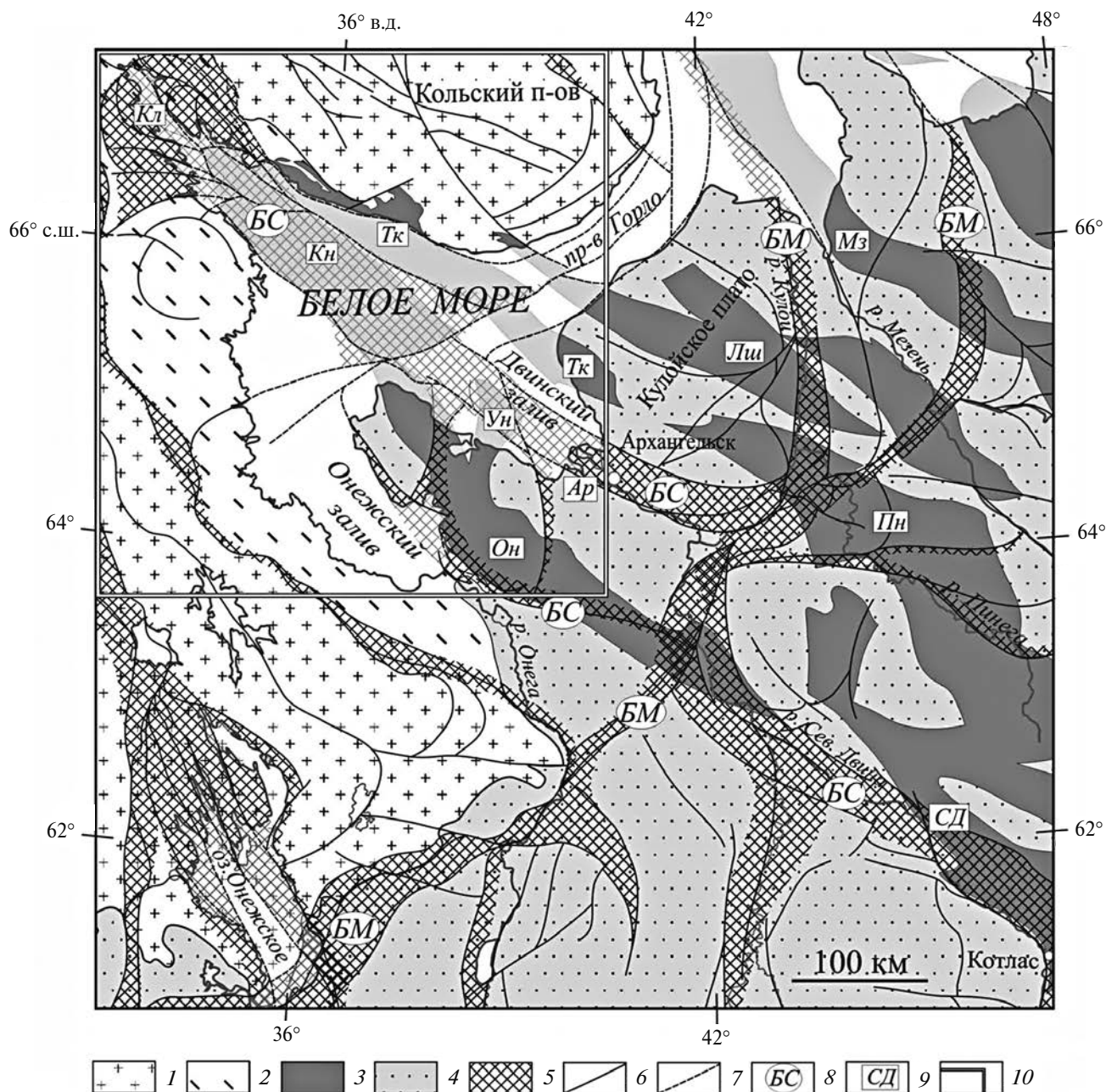


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточной части Восточно-Европейской платформы.

Показаны (на схеме) зоны сдвига: Беломорско-Северодвинская — БС, Балтийско-Мезенская — БМ. Показаны (на схеме) рифейские грабены: Кандалакшский — Кн, Онежский — Он, Северодвинский — СД, Терско-Керецкий — Тк, Пинежский — Пн, Лешуконский — Ли, Мезенский — Мз. Показаны (на схеме) другие структуры: Архангельский выступ — Ар, Колвицкий новейший грабен — Кл.

1–2 — архей-палеопротерозойские комплексы: 1 — Карельского и Кольского массивов, 2 — Беломорско-Лапландского пояса; 3–4 — отложения: 3 — рифейских авлакогенов, 4 — плитного чехла; 5 — внутриплитные зоны сдвига; 6–7 — разрывы: 6 — на суше, 7 — в акватории; 8–9 — типы структур: 8 — сдвиговые зоны; 9 — рифейские авлакогены; 10 — район исследования (см. рис.2)

ями выявлены многочисленные сдвиго-сбросовые нарушения [3, 19, 24]. На северо-западе в районе замыкания Кандалакшского залива Беломорско-Северодвинская зона испытывает торцевое прерывание с развитием систем веерообразных и дугообразных разрывных структур. В центральной части акватории Белого моря зоне соответствует новейший Кандалакшский грабен, к юго-востоку

от которого она испытывает виргацию и разделяется на несколько ветвей, контролирующих очертания Двинского и Онежского заливов. На суше в области Русской плиты главная ветвь Беломорско-Северодвинской зоны следует вдоль широкой долины р. Сев. Двины и вместе с ней испытывает крупный коленообразный изгиб при пересечении с Балтийско-Мезенской зоной северо-восточного

простирается (см. рис. 1). На юго-востоке в районе г. Котлас Беломорско-Северодвинская зона ортогонально сочленяется со Среднерусской зоной сдвига [24].

Беломорско-Северодвинская зона развита в области проявления крупнейших докембрийских структур, включая архей-палеопротерозойский Лапландско-Колько-Беломорский подвижный пояс (коллизийный ороген по [1, 13, 46]) и пространственно совмещенную с ним Беломорскую рифтовую систему рифейского возраста [3]. Она наследует элементы тектоники фундамента, но полного пространственного совпадения не выявлено и Беломорско-Северодвинская зона, скорее, соподчиняется отдельным нарушениям, являясь результатом избирательной активизации древних структур на плитном этапе. Наибольшее соответствие структурных планов отмечается в области Балтийского щита в северо-западной части Беломорско-Северодвинской зоны. Здесь разрывные структуры, имеющие признаки поздней, в том числе, новейшей активизации, в одних случаях полностью приспособляются к древним нарушениям, в других — пересекают частные структуры, но сохраняют конформность общему структурному рисунку докембрийских образований. В области Русской плиты структуры осадочного чехла, включая Беломорско-Северодвинскую зону, во многом обособлены и значительно отклоняются в пространстве от позиций древних нарушений фундамента (см. рис. 1).

На большей части своей протяженности Беломорско-Северодвинская зона пространственно совпадает с юго-западным краем рифейской Беломорской рифтовой системы, в частности, с цепочкой грабенов Кандалакшско-Онежско-Северодвинской ветви (см. рис. 1). В осевой части акватории Белого моря в строении зоны обособлен новейший Кандалакшский грабен, который конформно наследует структуру одноименного рифейского трога. В районе Двинского залива унаследованные соотношения структур нарушаются: главная магистраль Беломорско-Северодвинской зоны линейно прослеживается вдоль оси Архангельского выступа фундамента, а цепь рифейских грабенов отклоняется к югу. Одна из второстепенных ветвей зоны отчасти совпадает с разломами юго-западного борта Онежского грабена. К юго-востоку от области пересечения с Балтийско-Мезенским нарушением Беломорско-Северодвинская зона приспособляется к системе разрывов, контролирующих Северодвинский рифейский грабен (см. рис. 1).

Аналогичные соотношения отмечаются для структур Лапландско-Беломорского пояса и Беломорско-Северодвинской зоны. В области северо-западного замыкания последней обнажаются глубокометаморфизованные магматиты и гнейсы Колвицко-Умбинской зоны, развитие которой проходило в пределах Лапландско-Колько-Беломор-

ского пояса в условиях правостороннего косога растяжения и рифтогенеза (2.5—2.4 млрд лет) и последующей коллизии в обстановке транспрессии (1.95—1.90 млрд лет) [1]. Транспрессивное сжатие привело к формированию дивергентной шовной зоны с выдавливанием горных масс в ее борта, а также вдоль простираения зоны в северо-западном направлении, что обусловило развитие горизонтальной протрузии, фронтальная часть которой обособилась в виде грибообразной в плане структуры [22, 23]. Системы веерообразных и дугообразных нарушений в области северо-западного замыкания Беломорско-Северодвинской зоны, в основных чертах повторяют очертания древней протрузии и являются результатом активизации палеопротерозойских структур (рис. 2). По направлению к юго-востоку в акватории Белого моря Колвицко-Умбинский коллизийный шов прослеживается в виде положительной магнитной аномалии, которая достигает Двинского залива [3]. Почти на всем протяжении этой аномалии Беломорско-Северодвинская зона резко выражена в виде новейшего Кандалакшского грабена, наследующего одноименный рифейский трог. Вдоль северо-восточной кромки аномалии развит Центрально-Беломорский разлом (см. рис. 2). В районе Двинского залива конформность нарушается и главная магистраль Беломорско-Северодвинской зоны прослеживается к юго-востоку, а магнитная аномалия Колвицко-Умбинского шва уходит к востоку в область Архангельской алмазоносной провинции на Кулойском плато, где она пространственно совпадает с Зимнебережной коллизийной зоной [37].

Рифтовые трог Кандалакшско-Онежско-Северодвинской ветви в плане имеют клиновидную и четковидную конфигурацию. Нередко они образованы цепочкой ромбовидных грабенов типа пулл-апарт, которые кулисообразно надстраивают друг друга и разделены диагональными аккомодационными перемычками разрывов и узких поднятий [3]. Такое строение имеет Онежский грабен, образованный цепочкой из трех пулл-апартовых структур, обладающих правосдвиговой асимметрией (см. рис. 1). Аналогично устроены многие другие грабены Беломорской системы, на основании чего был сделан вывод об их формировании в режиме правосдвиговой трансформации [3, 40].

На сейсмических разрезах многие трог Беломорской системы имеют облик асимметричных полуграбенов, которые соседствуют и образуют переходные формы со структурами типа пулл-апарт [3, 39, 40]. В поперечных разрезах последовательности полуграбенов с единообразной полярностью подчеркивают запрокидывание и антитетическое вращение смежных блоков по принципу структуры «домино». Наличие этих структур, а также сейсмические разрезы указывают на листрическую морфологию сбросов, контролирующих полуграбены, их выполаживание по мере погружения и приспособление к поверхностям сквозь-

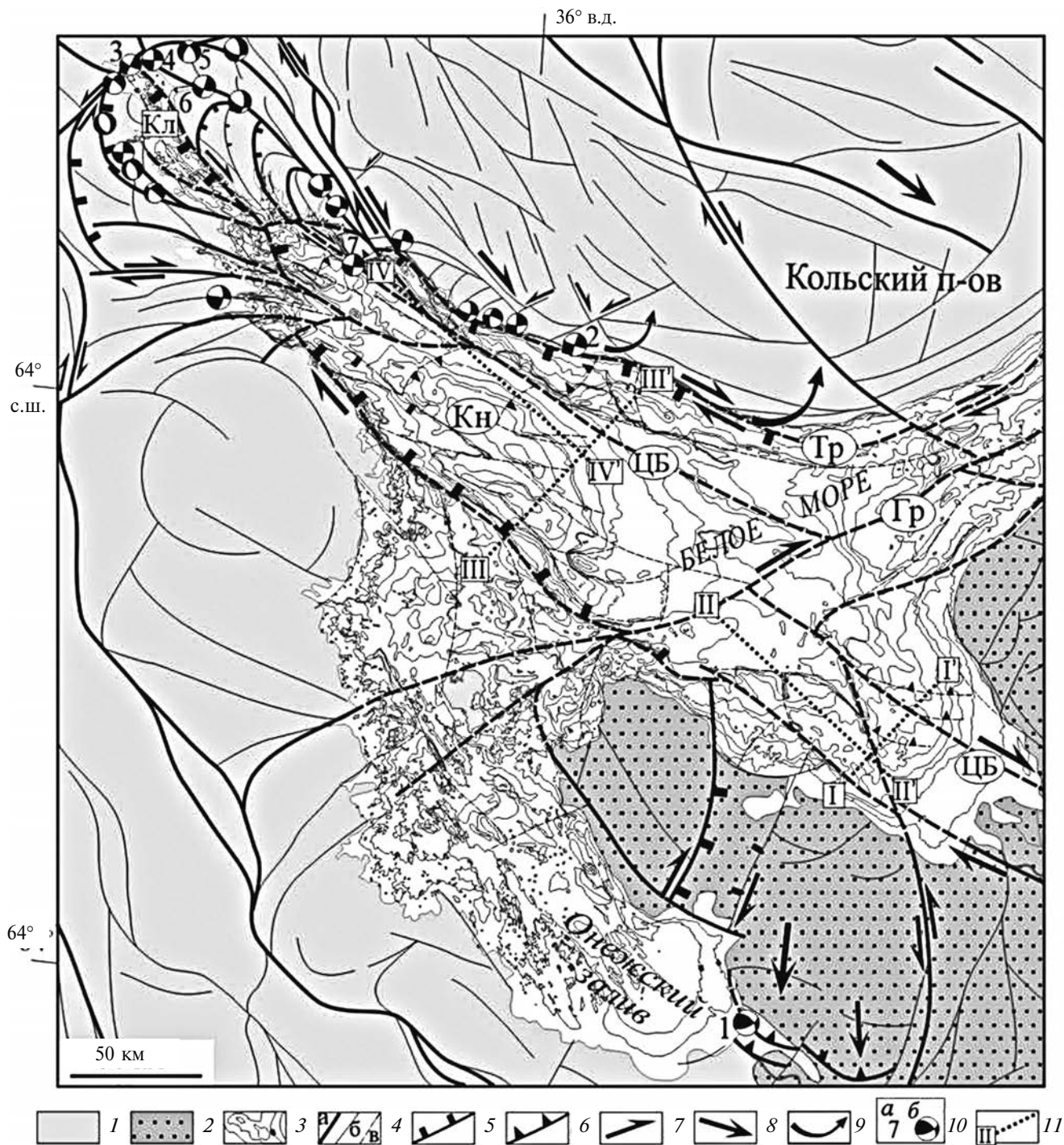


Рис. 2. Структурная схема северо-западной части Беломорско-Северодвинской зоны сдвига.

Показаны (на схеме) разрывы: Центрально-Беломорский — ЦБ, Терского Берега — Гр, Горла Белого моря — Гр. Показаны (на схеме) грабены: Кандалакшский — Кн, Колвицкий — Кл. 1–2 — комплексы: 1 — кристаллического фундамента, 2 — осадочного чехла; 3 — изобаты глубин дна Белого моря; 4 — разрывы: а — главные, б — второстепенные, в — скрытые в акватории; 5–6 — типы нарушений: 5 — сбросы, 6 — взбросы и надвиги; 7–9 — направления новейших смещений: 7 — сдвиговых, 8 — тангенциальных, 9 — ротационных; 10 — пункты структурных исследований: а — номера участков детальных работ, б — стереограммы неотектонических напряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый); 11 — линии сейсмопрофилей

коровых детачментов [3, 39, 40]. По простираюнию троговых ветвей отмечена смена полярности полуграбенов, разделенных аккомодационными перемычками. В основании некоторых полуграбенов

по рисунку сейсмических отражений картируются килевидные структуры, сложенные складчатыми толщами, которые сопоставляются с отложениями нижнего рифея [39].

Таблица. Этапы деформаций, их возрастные рубежи и тектонические обстановки

Этапы деформаций	Возрастные рубежи	Тектониты и их возрастные датировки (млн лет)	Структурные парагенезы	Тектоническая обстановка и кинематика	Кинематическая схема
D1a	ранний рифей	?	шелевидные грабены	рифтогенез	
D1b	?	?	инверсионные складки?	инверсия рифтов?	
D2a	средний - поздний рифей	конседиментационные брекчии, связанные с палеоуступами вдоль сбросов, эксплозивные брекчии (1100-1120)	листрические сбросы, сбросо-сдвиги, грабены, полуграбены, аккомодационные перемычки, пулл-апараты	рифтогенез, правосдвиговая транстенсия	
D2b	конец позднего рифея	базальты солозерской свиты (667 ± 31), аметистовые и флюоритовые жилы (690 ± 71)	сдвиги, оперяющие трещины отрыва	левый сдвиг, транспрессия?	
D2c	ранний венд	эруптивные брекчии щелочных мафит-ультрамафитов диатремово-дайковой серии (641–618)	эруптивные узлы, зоны дробления, полости отрыва	рифтогенез?	
D2d	ранний венд - ?	динамометаморфиты	складки, надвиги и взбросы ЗСЗ простирания	транспрессия	
D2e	?	динамометаморфиты, катаклазиты, брекчии	складки, надвиги и взбросы СВ простирания	правосдвиговая транспрессия	
D3	? - поздний девон - ?	дайки и трубки взрыва щелочных ультрамафитов, лампроитов, карбонатитов (390-360, 333±75)	сбросы, трещины отрыва	правый сдвиг	
D4?	?	?	сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги	левосдвиговая транстенсия	
D5a	неоплейстоцен - голоцен	сейсмиты, сейсмодислокации	сдвиги и оперяющие надвиги, сбросо-сдвиги	простой правый сдвиг	
D5b	голоцен	сейсмиты, сейсмодислокации	сбросы, сдвиго-сбросы	вращение блоков, правосдвиговая транстенсия	

Этапы и стадии развития Беломорско-Северодвинской зоны

Используя разработки из [3], а также полученные новые структурные данные мы предлагаем предварительную схему эволюции Беломорско-Северодвинской зоны (таблица). Главными возрастными реперами этапов развития данной зоны являются различные комплексы пород, обладающие индивидуальной структурой и определенным вещественным составом. Среди стратифицируемых образований можно выделить следующие структурно-вещественные комплексы, разделенные угловыми несогласиями:

- нижнерифейские складчатые толщи (D1),
- отложения среднего — верхнего рифея и связанные с ними тектоно-магматические образования (D2),
- осадки плитного чехла, палеозойские дайки и трубки взрыва (D3, D4?),
- четвертичные отложения, поверхности современного рельефа и ледникового скольжения (D5).

Развитие каждого из этих комплексов рассматривается в рамках крупных этапов (циклов) тектогенеза (D1–D5). Тектонические и магматические проявления в период развития отдельных этапов сопоставляются со стадиями деформаций

(см. таблицу). Доказательство существования современного нижнерифейского комплекса основано только на данных сейсмопрофилирования [39]. Соответствующие данному сейсмокомплексу осадки заполняют узкие грабены (ранний рифтогенез D1a) и образуют складки, связанные с инверсионным этапом (D1b). Отложения среднего — верхнего рифея с угловым несогласием перекрывают дислоцированные слои нижнего рифея и заполняют рифтогенные грабены, имеющие признаки конседиментационного развития (рифтогенез D2a) [3, 39, 40]. В осадках рифея, обнажающихся на Терском берегу Кольского полуострова, наблюдаются небольшие сбросовые нарушения, вдоль которых развиты брекчии обрушения присбросовых палеоуступов. Конседиментационные разрывы, затухающие в слоях среднего — верхнего рифея, также дешифрируются на сейсмических профилях. В районе Онежского залива на мысе Пильемском и Кийостровском архипелаге нами обнаружены рифейские тектониты — конгломератоподобные, предположительно, эксплозивные брекчии, изотопный возраст которых соответствует интервалу времени 1100–1200 млн лет [5]. Последующие стадии развития рассматриваемого комплекса были связаны с вулканическими и гидротермальными

преобразованиями в конце позднего рифея (D2b) и раннем венде (D2c), а также с проявлением разрывно-складчатых структур двух генераций (D2d, D2e), которые были изучены на Турьем мысу Кольского полуострова (см. таблицу).

Этап развития плитного чехла D3 в этой статье подробно не рассматривается. В области Балтийского щита он надежно идентифицируется по наличию даек и трубок взрыва щелочных мафит-ультрамафитов, имеющих, преимущественно, позднедевонский возраст [3, 15]. Эти образования секут ранние структурно-вещественные ассоциации и, в свою очередь, дислоцированы более поздними нарушениями, в частности, новейшими разрывами (D5), возраст которых установлен по их соотношениям с отложениями квартала и ледниковыми морфоструктурами (см. таблицу).

СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКО-СЕВЕРОДВИНСКОЙ ЗОНЫ

В строении северо-западной части Беломорско-Северодвинской зоны структурно обособлены три сегмента:

- юго-восточный сегмент виргации зоны в Двинском и Онежском заливах,
- центральный участок, соответствующий Кандакшскому грабену в акватории Белого моря,
- северо-западный сегмент торцевого прерывания зоны в районе Колвицкого залива и одноименного грабена (см. рис. 2).

Рассматриваемая область характеризуется высокой глубокофокусной сейсмичностью, интенсивность которой по плотности событий возрастает в северо-западном направлении вдоль простирания Беломорско-Северодвинской зоны [13, 14, 18].

Юго-восточный сегмент

На этом участке Беломорско-Северодвинская зона в результате виргации разделяется на несколько ветвей, которые пронизывают отложения плитного чехла (верхнего венда) и прослеживаются в породах фундамента. Главная ветвь проходит вдоль Двинского залива в долину р. Северная Двина и соответствует центральной части Архангельского выступа. На поперечном сейсмопрофиле здесь дешифрируется горст, окаймленный сбросами, которые пронизывают все комплексы пород, но вертикальные смещения вдоль них резко сокращаются в подошве осадков верхнего венда (рис. 3, А). На профилях непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) в области этих разрывов были выявлены узкие щелевидные подводные трого и грабены, осложняющие осадки квартала [20]. Очевидно, что главные смещения вдоль нарушений, окаймляющих Архангельский горст, проявились в рифее (D2a), а на плитной стадии, включая новейший этап (D5), происходили малоамплитудные перемещения. Слои верхнего

венда также осложнены складчато-надвиговыми нарушениями, которые листрически выполаживаются и приспособляются к поверхностям напластования в подстилающих осадках рифея (см. рис. 3, А). Эти надвиги, вероятно, являются диагонально-оперяющими структурами по отношению к магистральным крутопадающим разрывам, которые обнаруживают признаки кинематических инверсий (см. рис. 2).

Продольный к простиранию магистральной зоны сейсмопрофиль пересекает Унский прогиб, имеющий облик одностороннего грабена (см. рис. 3, Б). Эта рифейская структура имеет субмеридиональное простирание и диагонально оперяет Онежский рифтовый трог, наподобие трещины отрыва в зоне правого сдвига (см. рис. 1). На профиле дешифрируются рифтогенные разрывы (D2a), многие из которых затухают в толщах рифея. Для сейсмослоев осадочного клина характерна мелкая гофрировка, которая, вероятно, соответствует пологим складкам, амплитуда которых заметно уменьшается не только в толще верхнего венда, но и в верхних слоях рифея (R₃), в подошве которых намечается угловое и структурное несогласие (см. рис. 3, Б). На поперечном сейсмопрофиле складчатость подобного рода почти не выражена, что позволяет полагать, что осевые плоскости структур ориентированы продольно к линии разреза в северо-восточном направлении (см. рис. 3, А).

Одна из второстепенных ветвей Беломорско-Северодвинской зоны прослеживается вдоль северо-восточного борта Онежского залива и доступна изучению в районе устья р. Онеги. На этом участке зона прослеживается вдоль юго-западного борта рифейского Онежского грабена (см. рис. 1), на плече которого в районе с. Покровское обнажаются гнейсы беломорской серии архея (см. рис. 2, участок 1). Здесь на берегу залива развиты сглаженные ледником скалы, представляющие собой группу бараньих лбов мыса Пильемского. Амфибол-биотитовые гнейсы насыщены линзовидными телами гранатовых амфиболитов, содержат конформные гнейсовидности жилы мусковитовых пегматитов (рис. 4). Вся толща обладает признаками тектоно-метаморфического меланжа, в строении которого преобладают линейные (минеральная линейность, веретенообразные будины, шарниры складок) и плоскостные (гнейсовидность, разрывы) структуры северо-западной ориентировки.

Конформно гнейсовидности развиты крутопадающие (50–70°) на северо-восток системы разрывов, контролирующее размещение эксплозивных брекчий (см. рис. 4). Со вмещающими породами брекчии имеют крутопадающие, тектонически сорванные контакты (рис. 5, А). Они слагают дайкоподобные тела, а также трапециевидные в плане структуры типа пулл-апарт, размеры которых достигают десятков метров. Строение пулл-апарт указывает на правосдвиговые смещения, с чем

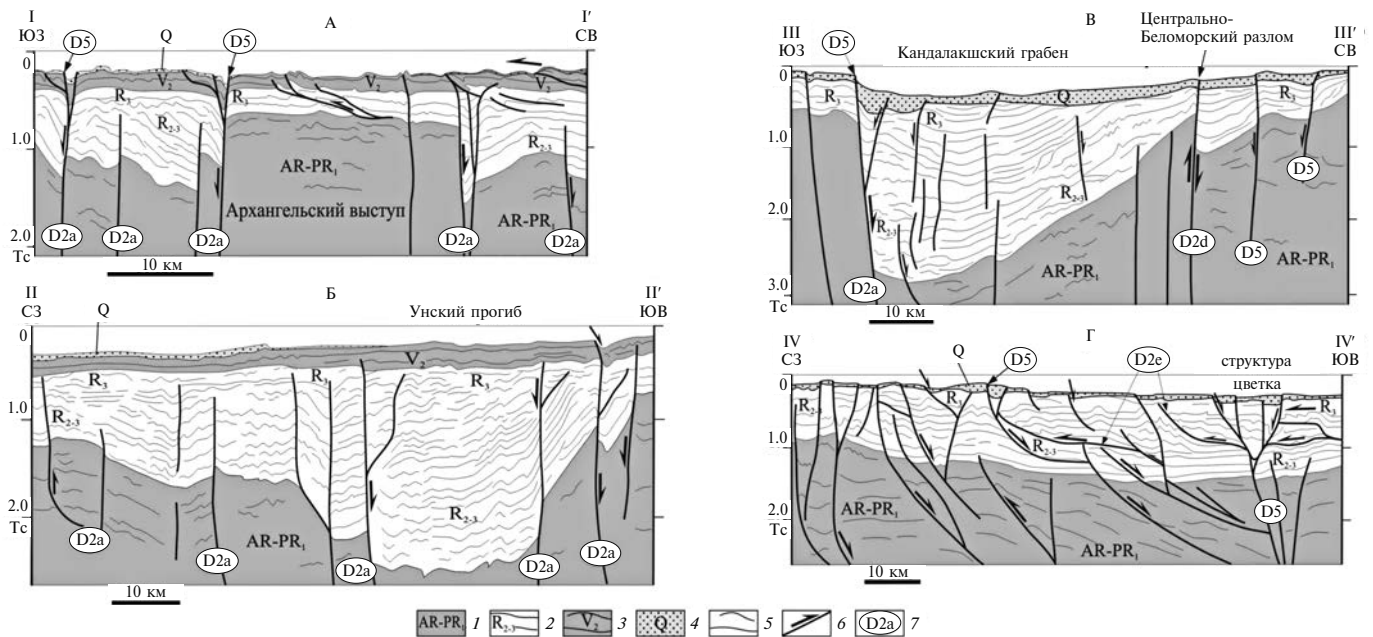


Рис. 3. Интерпретация сейсмических разрезов в акватории Белого моря (с использованием данных [3]).

А, Б — в районе Двинского залива; В, Г — в центральной части акватории Белого моря

1 — архей-палеопротерозойский фундамент; 2–4 — сеймокомплексы, соответствующие отложениям: 2 — среднего — верхнего рифея, 3 — верхнего венда, 4 — квартера; 5 — слоистость; 6 — разрывы и направления смещений; 7 — этапы деформации

согласуется и ориентировка дайкообразных тел брекчий, образующих оперяющие трещины отрыва (см. рис. 4). По простиранию пулл-апарты переходят в зоны разрывов, в которых отмечаются линзы вторично деформированных и расланцованных брекчий, что указывает на многостадийную активизацию нарушений. В составе брекчий отмечаются крупные угловатые глыбы вмещающих пород, а также более мелкие обломки разнообразного состава, некоторые из которых имеют округлые очертания (рис. 5, А). В цементе брекчий присутствует вулканическое стекло основного состава, подверженное карбонатизации. Изотопный возраст цемента брекчий (цирконы, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэозионный метод) соответствует интервалу времени 1.10–1.12 млрд лет [5]. В целом эти эксплозивные образования характеризуют обстановку правосдвиговой трансформации, проявление которой в данном случае соответствует среднему рифею и характеризует одну из стадий рифтогенеза D2a. Данный парагенез структур во многом напоминает структурные рисунки, образованные рифейскими палеорифтами (мегаструктуры пулл-апарт, оперяющие грабены). Это, с одной стороны, указывает на динамическое единство мега- и мезоструктур, с другой стороны, — на основе прямых кинематических данных подтверждает предположение о правосдвиговых смещениях при рифтогенезе D2a (см. таблицу).

Отшлифованные ледником поверхности баранных лбов мыса Пильемский осложнены уступами, на стенках которых видны свежие зеркала скольжения, соответствующие новейшим постледниковым

разрывам D5 (см. рис. 5, Б, В). Амплитуды смещений вдоль них обычно составляют первые десятки сантиметров. Среди разрывов встречаются правые сдвиги-взбросы, конформные северо-западному простиранию докембрийских структур, а также секущие их сдвиги-сбросы и сдвиги. В четвертичных аллювиальных песках, вскрытых в карьере в девяти километрах к юго-востоку от Пильемского мыса, также были обнаружены малоамплитудные (5–15 см) взбросы северо-западного простирания, плоскости которых маркируются корочками окислов железа и сопровождаются мелкими приразрывными складками и изгибами слоев (см. рис. 5, Г, Д). Характер изгиба последних указывает на проявление правосторонних сдвиги-взбросовых смещений, кинематически идентичных новейшим смещениям вдоль сдвиги-взбросов в докембрийском фундаменте. Результаты кинематического анализа неотектонических структур, проявленных в породах фундамента и в четвертичных отложениях, позволяют реконструировать сдвиги-взбросовый режим деформаций при горизонтальном сжатии в меридиональном направлении (см. рис. 5, Е). Косая ориентировка оси сжатия по отношению к Беломорско-Северодвинской зоне позволяет полагать, что на новейшем этапе (D5) данный ее сегмент развивался в условиях правосдвиговой трансформации.

Центральный сегмент

На этом участке в строении Беломорско-Северодвинской зоны отчетливо выделяется долгоживущий Кандакшский грабен, прослеженный

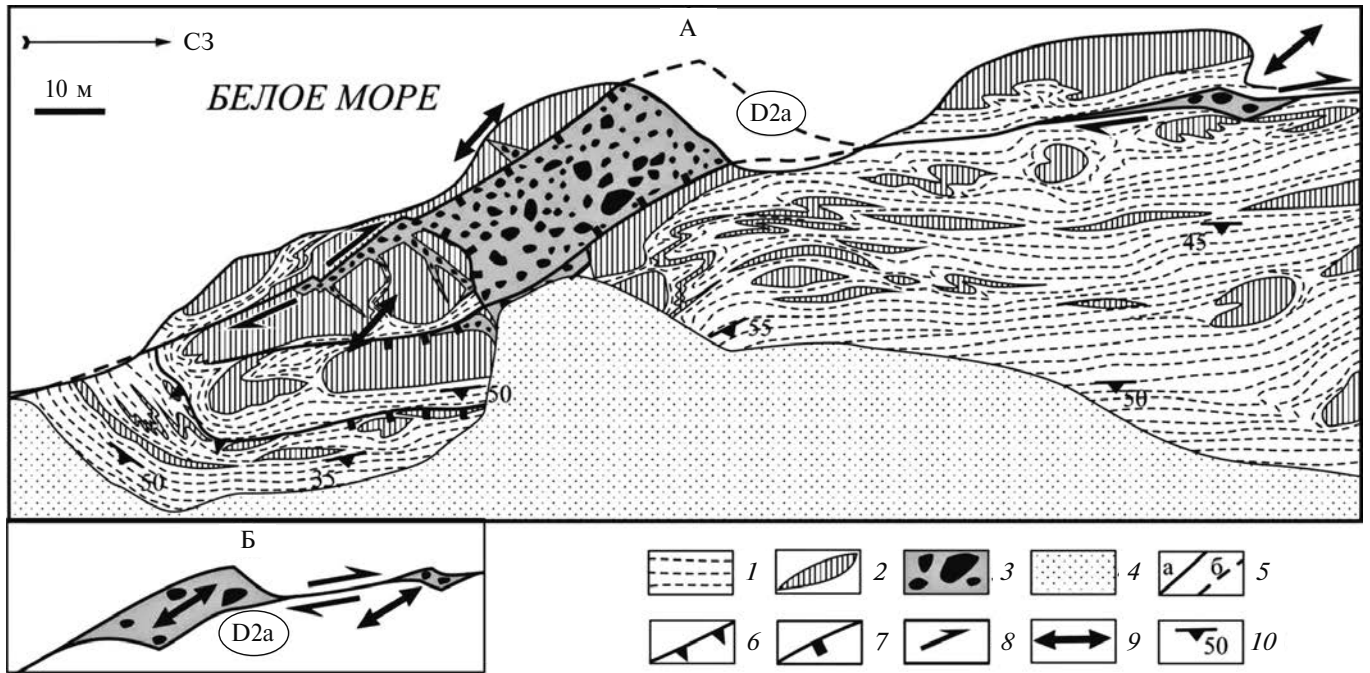


Рис. 4. Строение мыса Пильемский.

А — геолого-структурная схема; Б — реконструкция рифейских структур пулл-апарт;

1–2 — архейские комплексы беломорской серии: 1 — гнейсы, 2 — гранатовые амфиболиты; 3 — эруптивные брекчии рифея; 4 — четвертичные отложения; 5 — разрывы: а — на суше, б — в акватории; 6–7 — типы нарушений: 6 — взбросы и надвиги, 7 — сбросы; 8–9 — направления: 8 — сдвиговых смещений, 9 — растяжения; 10 — элементы залегания гнейсовидности

по геофизическим и батиметрическим данным из центральной части акватории Белого моря в область Кандалакшского залива (см. рис. 2). В плане он имеет клиновидный облик: плавно выклинивается в северо-западном направлении, а в максимально раскрытой части на юго-востоке грабен срезается поперечным трансформным разломом Горла Белого моря, вдоль которого предполагаются правосдвиговые смещения, компенсирующие раскрытие клиновидной депрессии (см. рис. 2).

На сейсмическом разрезе Кандалакшская структура имеет облик асимметричного полуграбена, заполненного рифейскими толщами, а также четвертичными ледниковыми и морскими осадками (см. рис. 3, В). Мощности осадков квартала в пределах грабена увеличиваются в несколько раз и они заполняют новейшую тектоническую депрессию, вложенную в структуру рифейского трога. Вдоль юго-западного борта Кандалакшского грабена развит сброс с амплитудой вертикального смещения поверхности фундамента около пяти километров (сброс D2a), подошва четвертичных образований при этом смещена на 200 м (сброс D5) (см. рис. 3, В). К крутому уступу сброса прилегают рифейские слои, которые вместе с кровлей фундамента плавно воздымаются к северо-востоку и выходят на поверхность на Терском берегу Кольского полуострова. Пологий северо-восточный борт Кандалакшского грабена осложнен

малоамплитудными сбросами, контролирующими ступенчатую поверхность, и Центрально-Беломорским сдвиго-взбросом (D2d), вдоль которого развит выступ фундамента (см. рис. 3, В). Этот разрыв выражен в рельефе морского дна, прослеживается в северо-западном направлении и экспонирован на поверхности в районе Турьего мыса, где обнажаются нижние уровни рифейского разреза — кварцито-песчаники турьинской свиты (см. рис. 2, участок 7). На профиле вдоль разрыва дешифрируются антиклинальные складки, ядра которых, вероятно, сложены турьинскими слоями среднего рифея. В северо-восточном борту взброса отмечаются пологие отражения, скорее всего, соответствующие терским слоям верхнего рифея. В центральной части Кандалакшского грабена дешифрируются крутопадающие разрывы, одни из которых затухают в толще рифея, другие — достигают поверхности (см. рис. 3, В).

Продольный к простиранию Кандалакшского грабена сейсмопрофиль демонстрирует еще более сложную его структуру (см. рис. 3, Г). Здесь дешифрируются крутопадающие и пологие сбросы, пронизывающие все комплексы пород. Почти по всему разрезу сеймослои рифея образуют пологие складки, а также осложнены листрическими надвигами, которые выполаживаются с глубиной и приспособляются к слоистости. Иногда эти разрывы имеют ступенчатую в разрезе конфигурацию, в частности, в юго-восточной части профиля дешифрируются

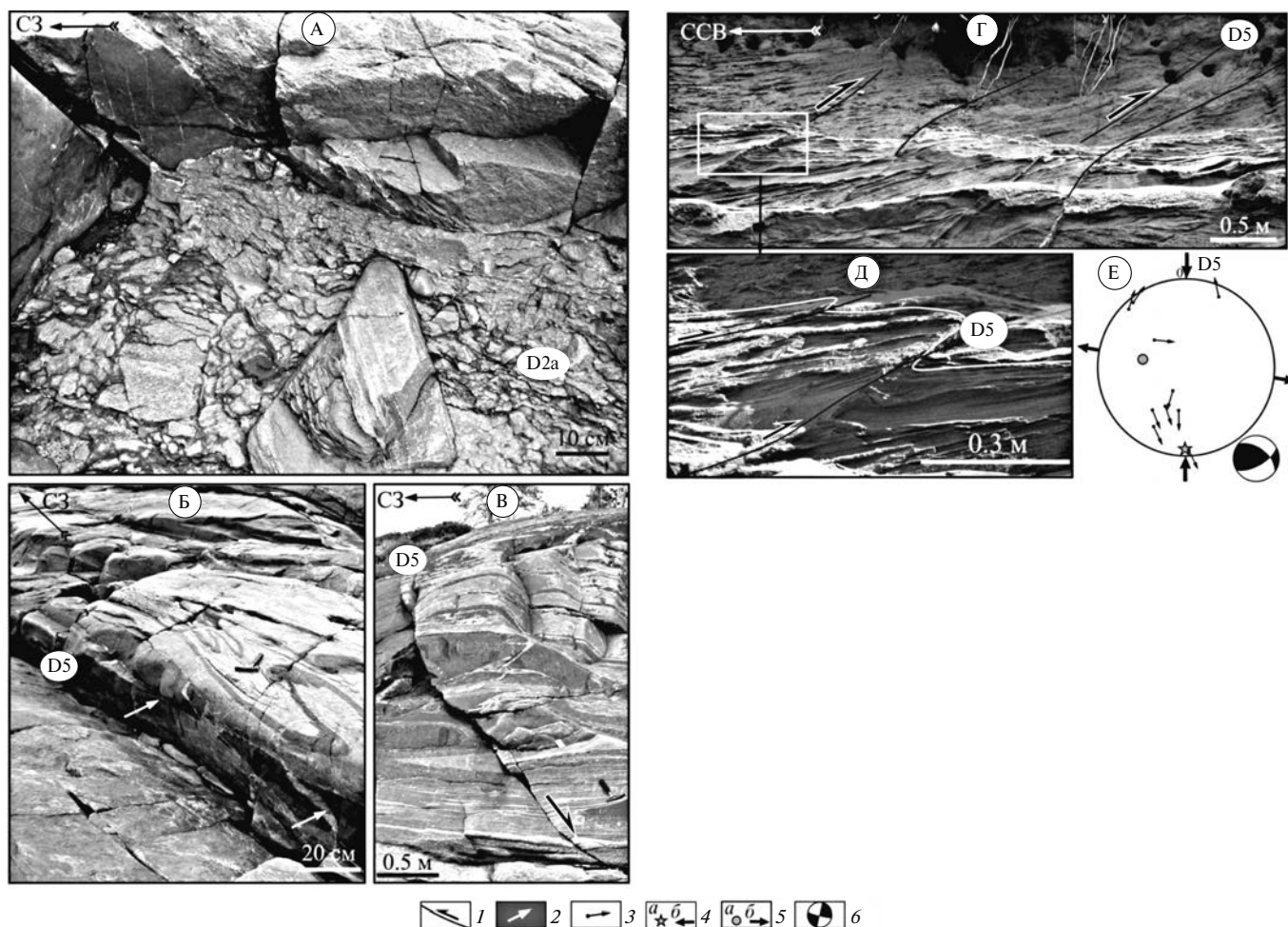


Рис. 5. Структурные парагенезы на мысе Пильемский.

А — взрывные брекчии рифея, заполняющие присдвиговые структуры пулл-апарт; Б, В — новейшие разрывы, осложняющие поверхности бараньих лбов: взбросо-сдвиг (Б), сбросо-сдвиг (В); Г — надвиговые структуры в четвертичных отложениях, вскрытых карьером в 9 км к юго-востоку от мыса Пильемского; Д — приразрывные складки; Е — стереограмма (нижняя полусфера) ориентировки полюсов плоскостей новейших разрывов D5 и векторов перемещений висячего крыла.

1 — разрывы и направления смещений; 2 — векторы смещений; 3 — полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла; 4–5 — главные оси палеонапряжений: 4 — сжатия: a — на стереограмме, b — проекция на горизонтальную плоскость, 5 — растяжения: a — на стереограмме, b — проекция на горизонтальную плоскость; 6 — стереограммы палеонапряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

связанные с такими ступенями рамповые структуры. Здесь же отмечается отрицательная структура цветка, образованная сбросами D5, срезающими листрические и ступенчатые надвиги. Исследования на Турьем мысу показали, что наблюдаемые на профиле листрические надвиги могут быть сопоставлены со складчато-надвиговыми нарушениями северо-восточного простирания (D2e), ориентированными субортогонально к Беломорско-Северодвинской зоне и оперяющими Центрально-Беломорский сдвиг-взброс (см. ниже).

На Терском берегу Кольского полуострова обнажаются красноцветные песчаники терской свиты верхнего рифея, залегающие в виде чехла на породах фундамента (см. рис. 1). Они слагают северо-восточное крыло Терско-Керецкого полуграбена, отделенного от Кандалакшского трога

выступом фундамента в районе Центрально-Беломорского разлома (см. рис. 2, см. рис. 3, В). Рифейские слои здесь слабо дислоцированы и полого ($2-10^\circ$) погружаются к юго-западу. Динамическое влияние Беломорско-Северодвинской зоны в этой области проявлено в развитии зон трещиноватости, малоамплитудных разрывов и пологих складок преимущественно северо-восточного простирания.

Детальные структурные исследования здесь были проведены на аметистовом месторождении в районе мыса Корабль (см. рис. 2, участок 2). Главным структурным элементом этого участка является магистральная зона нарушений, которая прослеживается в береговых скальных обрывах в запад-северо-западном направлении на протяжении 3.5 км (рис. 6). В ее строении обособлены раз-

рывы высокого порядка, преимущественно сбросо-сдвиги и сбросы, вдоль которых слои песчаников подвержены дроблению и разлинзованию, а также испытывают изгибание по падению сместителей, что указывает на их синтетическое вращение при сбросовых смещениях (рис. 7, А). Магистральная зона пересекается с второстепенными разрывами северо-восточного простирания, контролирующими жильную полистадийную минерализацию (см. рис. 7, Б). В узлах пересечения нарушений в результате ступенчатости прожилков развиты штокообразные рудные тела (кусты) кварц-аметистового и кварц-флюоритового состава (см. рис. 6). Наиболее мощные и протяженные жилы развиты вдоль разрывов северо-восточного простирания и сопровождаются ореолом тонких ветвистых прожилков, залечивающих оперяющие трещины типа R-сколов (см. рис. 7, Б). Коленообразные изгибы жил, сопровождаются увеличением их мощности и развитием сдвиговых дуплексов растяжения. Характер асимметричного расположения всех этих структур показывает, что жильная минерализация развивалась вдоль левосдвиговых нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 7, Б). Редкие жилы субмеридионального простирания имеют признаки формирования в условиях правого сдвига.

Результаты геометрического анализа ориентировок жил показаны на стереограмме, на которой отмечены усредненные ориентировки двух сопряженных систем минерализованных нарушений (см. рис. 6, стереограмма I). Направления сдвиговых смещений и положение острого угла между ними позволяют определить ориентировку оси горизонтального сжатия — северо-восток (30°). В условиях такого косоугольного сжатия вдоль плоскости магистрального разлома могли происходить левосторонние взбросо-сдвиговые смещения. Изотопный возраст флюорита из этих жил 690 ± 71 млн лет (Sm-Nd метод) позволяет полагать, что они формировались в конце рифея — раннем венде [4]. Соответствующий этап деформаций D2b может рассматриваться в связи с развитием левосдвиговых смещений вдоль Беломорско-Северодвинской зоны, возможно, в условиях трансгрессии (см. таблицу).

Докембрийские жильные образования подвержены наложенным деформациям, проявленным в виде брекчирования и катаклаза, интенсивной трещиноватости и малоамплитудных разрывов поздних генераций (D4, D5). Плоскости этих нарушений секут и смещают кварцевые жилы и обычно сопровождаются хорошо сохранившимися зеркалами скольжения, текстура которых подчеркивается шелковистыми пленками дезинтегрированного кварца и глинок трения (рис. 7, В). Агрегаты кварца часто образуют струйчатые структуры (штрихи скольжения) и являются результатом вторичного динамометаморфического преобразования докембрийских жил. На участках отсутствия кварцевых жил зеркала скольжения не минерализованы и со-

провожаются тонкой чешуйчатостью, мелкими уступами и слабо выраженной штриховкой. На многих плоскостях сместителей были отмечены несколько систем различных ориентированных штрихов скольжения (2–3 системы), связанных с деформациями этапов D4 и D5.

Изучение поздних разрывов (D4, D5) и связанных с ними зеркал скольжения на аметистовом месторождении позволило выделить среди них две кинематические группы. Первая группа (D4) представлена в основном сбросами и сдвигами и соответствует сбросовому режиму деформаций при растяжении вдоль линии северо-запад — юго-восток (см. рис. 6, стереограмма II). В таком поле напряжений вдоль магистрального разлома в условиях трансгрессии развивались левосторонние сдвиго-сбросовые смещения, показанные на стереограмме. Среди нарушений второй группы (D5) преобладают сдвиги и сбросо-сдвиги, совокупность которых характеризует сдвиговый деформационный режим при горизонтальной ориентировке главных осей деформации: оси растяжения по линии северо-восток — юго-запад, оси сжатия в направлении северо-запад — юго-восток (см. рис. 6, стереограмма III). Магистральный разлом в этих условиях проявлялся как правый, вероятно, простой сдвиг. Плоскости нарушений обеих групп имеют близкие пространственные ориентировки, и отличить их по геометрическому признаку сложно. Однако зеркала скольжения второй группы нарушений (D5) имеют лучшую сохранность, а при наличии нескольких генераций штрихов скольжения на одной поверхности их системы обычно пересекают более ранние.

Ледниковые формы рельефа на данном участке отсутствуют вследствие размыва при морской трансгрессии в голоцене. Это затрудняет возрастную идентификацию структур по геоморфологическим признакам. Вместе с тем в зоне магистрального разлома обе группы разрывов контролируют береговые уступы, имеющие в целом тектоно-абразионный генезис (см. рис. 7, А). Наблюдаемые в окрестностях пологие уступы и валы голоценовой поверхности выравнивания могут иметь морской абразионно-аккумулятивный и тектонический генезис. Признаки новейшей тектонической активности для нарушений второй кинематической группы (D5) были отмечены в 25–40 км к западу в низовьях рек и ручьев Сальница, Ермакова, Кашкаранский (см. рис. 2). Здесь на участках отсутствия аллювия в связи с этими разрывами были отмечены малоамплитудные (до 1 м) вертикальные смещения днищ (талвегов) этих водотоков. Их линейные каньонообразные сегменты и излучины также контролируются молодыми разрывами D5, пересекающими слои терской свиты верхнего рифея. Таким образом, если возраст нарушений первой группы (D4) может рассматриваться в широком диапазоне, то время развития структур D5 соответствует новейшему этапу (см. таблицу).

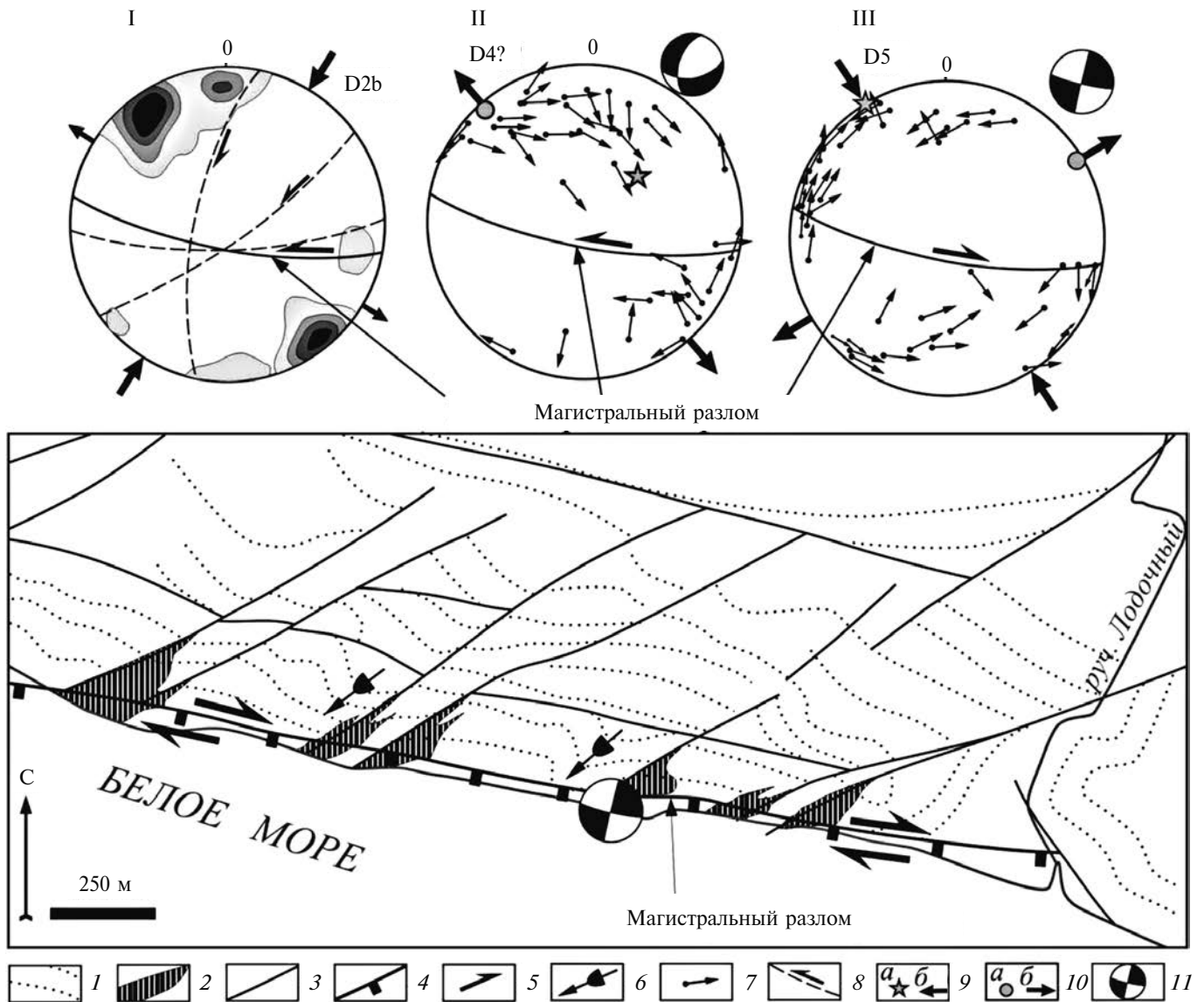


Рис. 6. Геолого-структурная схема месторождения амethystов в районе мыса Корабль на Терском берегу Кольского полуострова.

Показаны (нижняя полусфера) равноплощадные стереографические проекции: I — полюсов плоскостей кварцевых жил ($n = 66$, изолинии: 3, 6, 9, 12%); II, III — полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D4 (II) и D5 (III).

1 — рифейские отложения терской свиты; 2 — кварцевые жилы; 3 — разрывы различного типа; 4 — сбросы; 5 — направления сдвиговых смещений новейшего этапа; 6 — шарниры складок; 7–11 — структурные элементы на стереографических проекциях: 7 — полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла; 8 — усредненные позиции плоскостей нарушений; 9–10 — главные оси палеонапряжений: 9 — сжатия: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость, 10 — растяжения: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость; 11 — стереограммы палеонапряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

Северо-западный сегмент

Осевая часть северо-западного сегмента Беломорско-Северодвинской зоны соответствует Колвицкому новейшему полуграбелу, контролирующему одноименный залив Белого моря (см. рис. 2). Эта структура является продолжением Кандалакшского полуграбелана, но в отличие от него в ее основании нет рифейских отложений, она заполнена четвертичными осадками и имеет обратную полярность, — магистральный сброс, контролирующий

депрессию, расположен в ее северо-восточном крыле. Между полуграбеланами развита аккомодационная перемычка в виде гребневидного выступа фундамента архипелага Средние Луды, расположенного к югу от Порьей губы [3]. В северо-восточном борту Колвицкого грабелана (залива) развиты крутые горные массивы Кандалакшских и Колвицких тундр, а в юго-западном — отмечаются относительно низинные берега и пологие возвышенности. В обоих бортах залива распространены формы

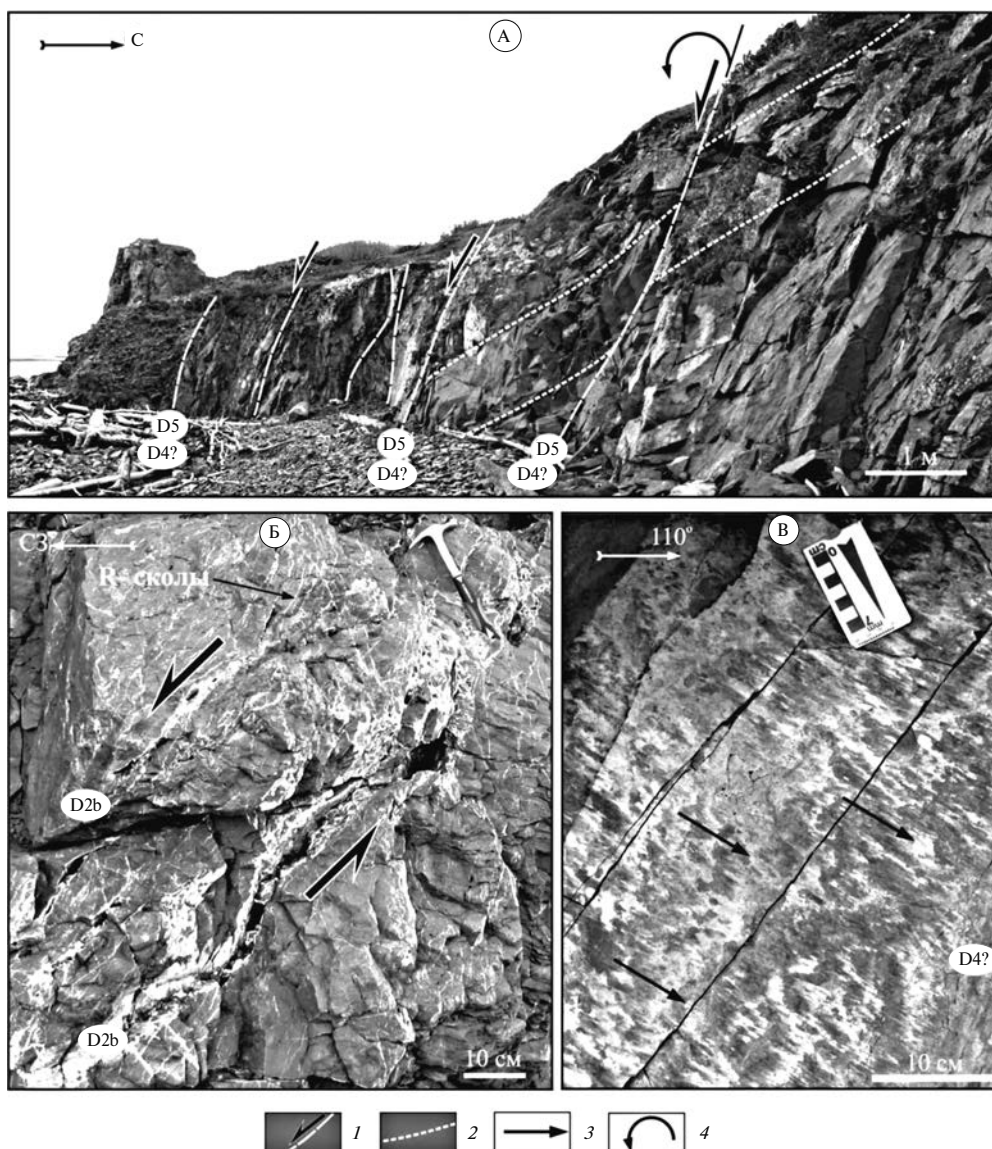


Рис. 7. Структурные парагенезы в отложениях рифея месторождения аметистов в районе мыса Корабль. А — система сбросов и сбросо-сдвигов этапов деформации D4 и D5 в зоне главного магистрального разлома; Б — системы минерализованных магистральных разрывов (D2b), оперяющих их R-сколов и мостиковых структур растяжения, сформировавшиеся в условиях левого сдвига (вид в плане); В — зеркало скольжения с примазками глинки трения и динамически измененного жильного кварца
1 — разрывы и направления смещений; 2 — слоистость; 3 — штрихи скольжения; 4 — направление синтетического вращения

рельефа, связанные с плейстоценовым оледенением: обширные поверхности ледниковой экзарации, образующие скругленные вершины гор и водоразделы, разноранговые бараньи лбы и ложбины выпаживания. Эти морфоструктуры, как правило, подвержены деформациям, связанным с развитием постледниковых новейших нарушений (D5), которые хорошо выражены в современном рельефе и доступны изучению прямыми наблюдениями и дистанционными методами.

Новейшая структура северо-западного сегмента подчеркивается веерообразной системой прямолинейных разрывов, между которыми в виде перемычек развиты дугообразные нарушения. Обра-

зованная ими веерообразная структура во многом повторяет контуры грибообразной в плане палеопротерозойской горизонтальной протрузии. Линейные разрывы часто выражены в современном рельефе протяженными фиордообразными заливами в юго-западном борту Колвицкого залива, крутыми уступами, сквозными долинами и каньонами в горных массивах его северо-восточного борта. Дугообразные структуры обычно контролируют второстепенные формы рельефа — ступенчатые поверхности склонов возвышенностей, небольшие долины малых притоков рек и цепочки озер.

Крупнейшей новейшей структурой D5 северо-западного сегмента является магистральная зона

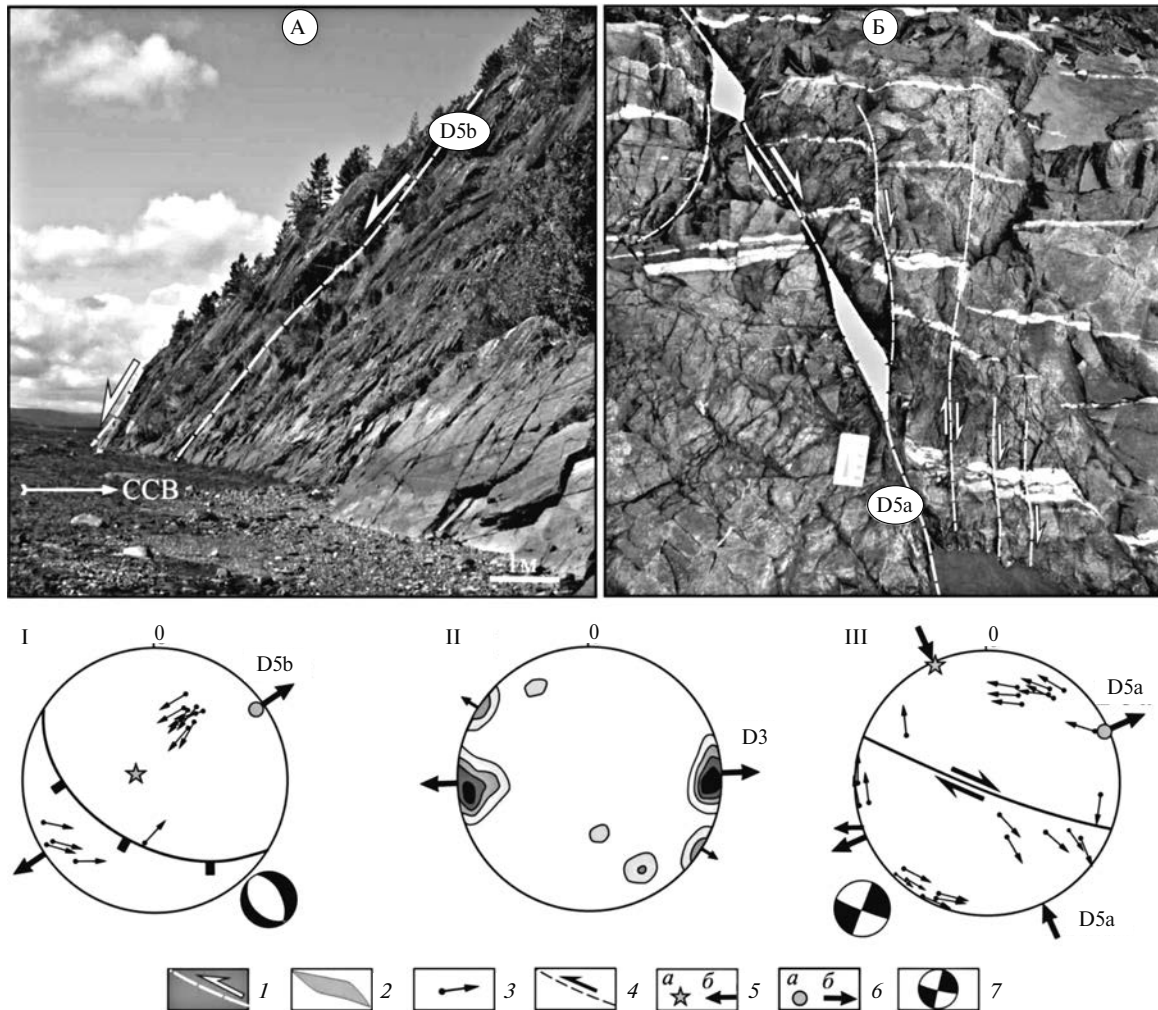


Рис. 8. Новейшие структуры главного магистрального сброса, ограничивающего северо-восточный борт Колвицкого грабена.

А — тектонический эскарп, соответствующий плоскости магистрального сброса стадии деформаций D5b; Б — малоамплитудные разрывы D5a в амфиболитах, сопровождаемые мезоструктурами пулл-апат и R — сколами

Стереорафические проекции полюсов: I — разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D5b (I); II — плоскостей даек позднего девона ($n = 24$, изолинии: 2, 6, 5, 11, 15 %); III — разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D5a (III).

1 — разрывы и направления смещений; 2 — структуры пулл-апат; 3–7 — структурные элементы на стереорафических проекциях: 3 — полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла, 4 — усредненные позиции плоскостей нарушений и направления смещений по ним, 5–6 — ось: 5 — сжатия: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость, 6 — растяжения: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость; 7 — стереограммы палеонапряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

разрывов Беломорско-Северодвинской зоны, образующая крутой северо-восточный борт Колвицкого полуграбена. Часть нарушений этой зоны прослеживается от г. Кандалакши в юго-восточном направлении на протяжении 1,5 км (см. рис. 2, участок 3). Здесь обособлен главный сдвиг-сброс, смещающий поверхность ледникового скольжения и погружающийся в юго-западном направлении под углами 50–60° в сторону моря (рис. 8, А). Амплитуда вертикального смещения вдоль этого разрыва достигает 70 м [3, 16]. Асимметрия Колвицкого полуграбена, имеющего пологое юго-западное крыло, позволяет предполагать антитетическое вращение сброшенного блока, что, в свою

очередь, указывает на листрическую морфологию сдвиг-сброса. Развитые в зоне сброса зеркала скольжения указывают на небольшую правостороннюю составляющую смещений вдоль главного нарушения. Здесь также присутствуют оперяющие главный разрыв правые сбросо-сдвиги, представляющие собой R-сколы. Данный парагенез структур формировался при сбросовом режиме деформаций с растяжением по линии северо-восток — юго-запад (см. рис. 8, стереограмма I).

На побережье, примыкающем к южной окраине г. Кандалакши, развиты системы отшлифованных ледником бараньих лбов, которые вдоль отдельных зон подвержены тектонической дезин-

теграции. В строении этих зон новейшей активизации обособлены две группы малоамплитудных (5–40 см) нарушений:

- первая группа — трещины скола и небольшие разрывы, среди которых резко преобладают правые сдвиги и сбросо-сдвиги (D5a);
- вторая группа — сбросы и правосторонние сдвиго-сбросы (D5b), кинематически идентичные главному сбросу Кандалакшского грабена.

Нарушения второй группы срезают более ранние сдвиги и дислоцируют поверхности бараньих лбов, обуславливая формирование ступенчатой поверхности рельефа. Более ранние сдвиговые нарушения также являются постледниковыми. Они смещают жилки палеопротерозойских гранитов и сопровождаются выраженными в рельефе небольшими (5–30 см) провалами, имеющими форму правосдвиговых структур пулл-апарт (см. 8, Б). Вдоль сдвигов этого типа также развиты оперяющие R-сколы и трещины отрыва. Данные кинематического анализа показывают, что нарушения первой группы формировались при сдвиговом режиме деформаций, в условиях растяжения в направлении северо-восток — юго-запад и ортогональном сжатии (см. рис. 8, стереограмма III). В таком поле напряжений Беломорско-Северодвинская зона должна была развиваться в качестве правого сдвига.

В целом на рассмотренном участке выявлено две стадии новейшего постледникового развития Беломорско-Северодвинской зоны с последовательным проявлением правосдвиговых (D5a) и сбросовых (D5b) смещений (см. таблицу). Более ранние доледниковые структуры, срезанные поверхностями ледникового скольжения, здесь не изучались за исключением даек щелочных ультрамафитов и лампрофиров кандалакшской серии, изотопный возраст которых оценивается в 390–360 млн лет (K-Ar метод) [15]. Эти дайки залечивают преимущественно трещины отрыва, в бортах которых, судя по смещениям геологических реперов, сдвиговых смещений почти нет. Преобладающая меридиональная ориентировка даек позволяет полагать, что они внедрялись в условиях широтного растяжения при правосдвиговых перемещениях (D3) вдоль Беломорско-Северодвинской зоны (см. рис. 8, стереограмма II).

В северо-восточном борту Колвицкого грабена в горных массивах Кандалакшских и Колвицких тундр новейшие деформации выражены в сочетании взаимодополняющих структурных и геоморфологических форм. В районе вершин гор Волосяной и Железной развита сглаженная ледником поверхность экзарации (см. рис. 2, участок 4). Ее осложняют многочисленные разрывы, выраженные в рельефе небольшими (1–2 м) уступами и узкими расщелинами. Одно из таких нарушений прослеживается в широтном направлении на западном склоне г. Волосяной (рис. 9, А). В его строении обособлены правосдвиговые структуры

пулл-апарт, заполненные озерными водами, а также оперяющие разрывы и трещины различного кинематического типа. Вдоль уступа этого магистрального разрыва отмечены глыбовые развалы, напоминающие сейсмодислокации. К зоне нарушения под углом 45° подходит сбросовый уступ, ортогонально которому развиты малоамплитудные (до 0.3 м) взбросы. Результаты кинематического анализа показывают, что вся совокупность этих новейших структур (D5) формировалась в режиме сдвиговых деформаций при растяжении в направлении северо-восток — юго-запад и ортогональном сжатии (см. рис. 9, стереограмма I).

Во многом аналогичные кинематические данные были получены при исследованиях на юго-западном склоне г. Железной (см. рис. 9, стереограмма II). Здесь развит крупный сдвиго-сброс северо-западного простирания, контролирующий каньонообразную сквозную долину и смещающий сглаженную ледником поверхность водораздела по вертикали примерно на 30 м (рис. 10, А). Данное нарушение геометрически и кинематически идентично магистральному сбросу Колвицкого грабена и может рассматриваться как структура D5b. Однако структурные соотношения данного нарушения с другими разрывами более сложные. Например, поверхность этого сбросового уступа осложняет новейший надвиг, который в одних сечениях выражен нависающим скальным козырьком, в других сечениях он выражен ступенью (см. рис. 10, А).

Участок в районе оз. Средняя Лувеньга расположен в области виргации разрывов на северо-восточном борту Беломорско-Северодвинской зоны (см. рис. 2, участок 5). Здесь среди новейших структур преобладают сдвиго-сбросы, совокупность которых образует симметричный грабен и контролирует соответствующую ему сквозную долину (см. рис. 9, Б). Сбросы располагаются каскадом в бортах грабена и смещают поверхность ледниковой экзарации на несколько десятков метров (см. рис. 10, Б). Их оперяют крупные (десятки метров) клинообразные в плане расщелины, образующие правостороннюю кулису мегатрещин отрыва. В целом этот ансамбль геоморфологически выраженных структур формировался в условиях сдвиго-сбросового режима деформаций при ориентировке оси растяжения в субширотном направлении (см. рис. 9, стереограмма III).

Примером проявления новейших структур в морфологических особенностях долин речных водотоков является р. Колвица (см. рис. 2, участок 6). Ее русло приурочено к субширотной зоне разломов, локальные особенности строения ее долины обусловлены вторичными нарушениями. Развитые вдоль берегов разрывы сопровождаются эскарпами с зеркалами скольжения в скальных породах фундамента, а вдоль уступов террас четвертичных осадков — оползнями. Линейные узкие участки русла реки соответствуют магистральным разрывам, расширенные плесовые сегменты

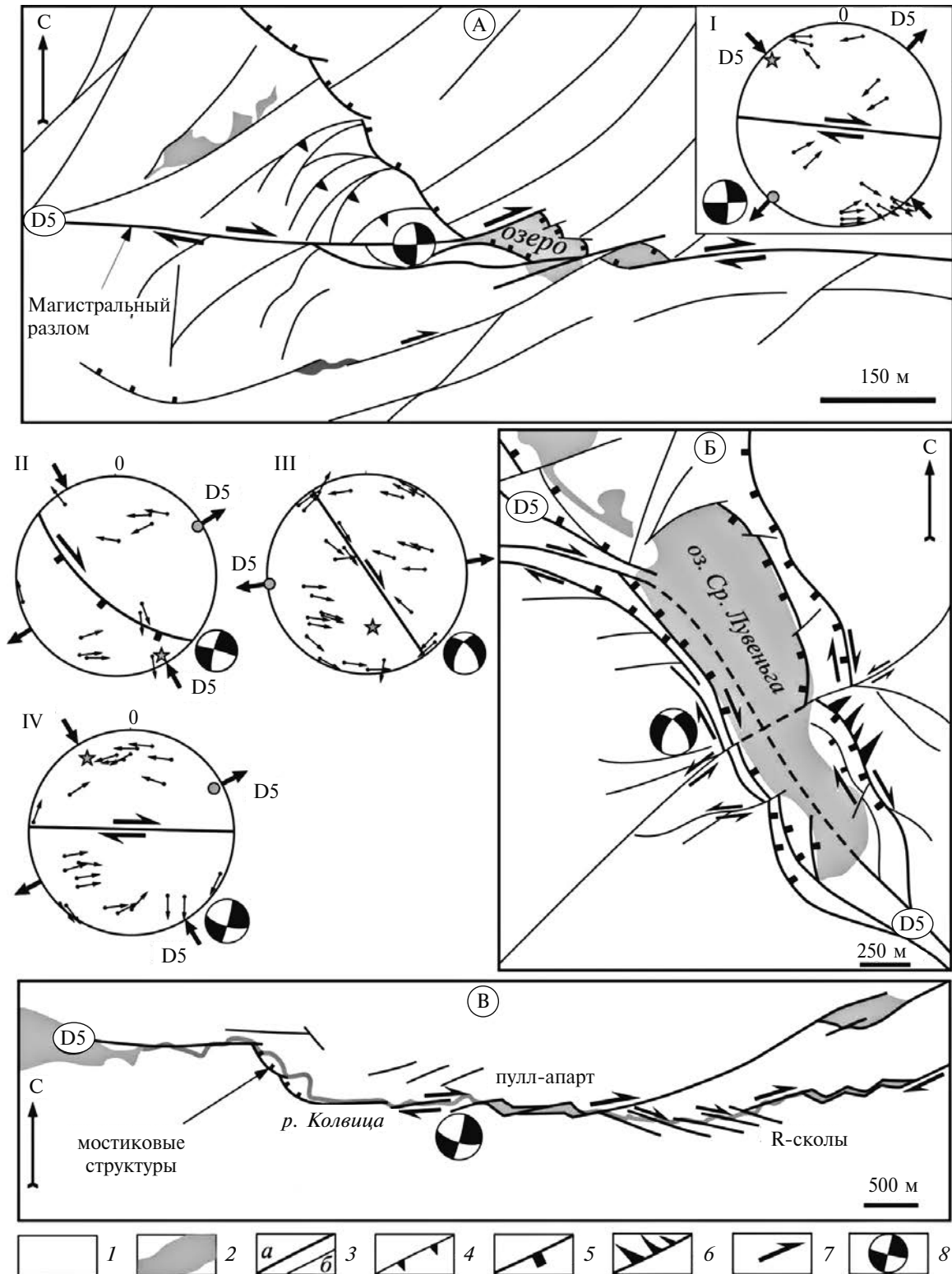


Рис. 9. Структурные схемы строения систем новейших разрывов.

А — западный склон г. Волосяная, Б — оз. Средняя Лувеньга, В — долина р. Колвица. Стереографические проекции полюсов новейших разрывов D5 с векторами перемещения висячего крыла: I — западный склон г. Волосяная, II — юго-западный склон г. Железная, III — оз. Средняя Лувеньга, IV — долина р. Колвица

1 — палеопротерозойские образования; 2 — новейшие депрессии, заполненные озерными водами; 3 — разрывы: а — главные, б — второстепенные; 4 — взбросы и надвиги; 5 — сбросы; 6 — системы оперяющих клиновидных отрывов; 7 — направления сдвиговых смещений; 8 — стереограммы неотектонических напряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

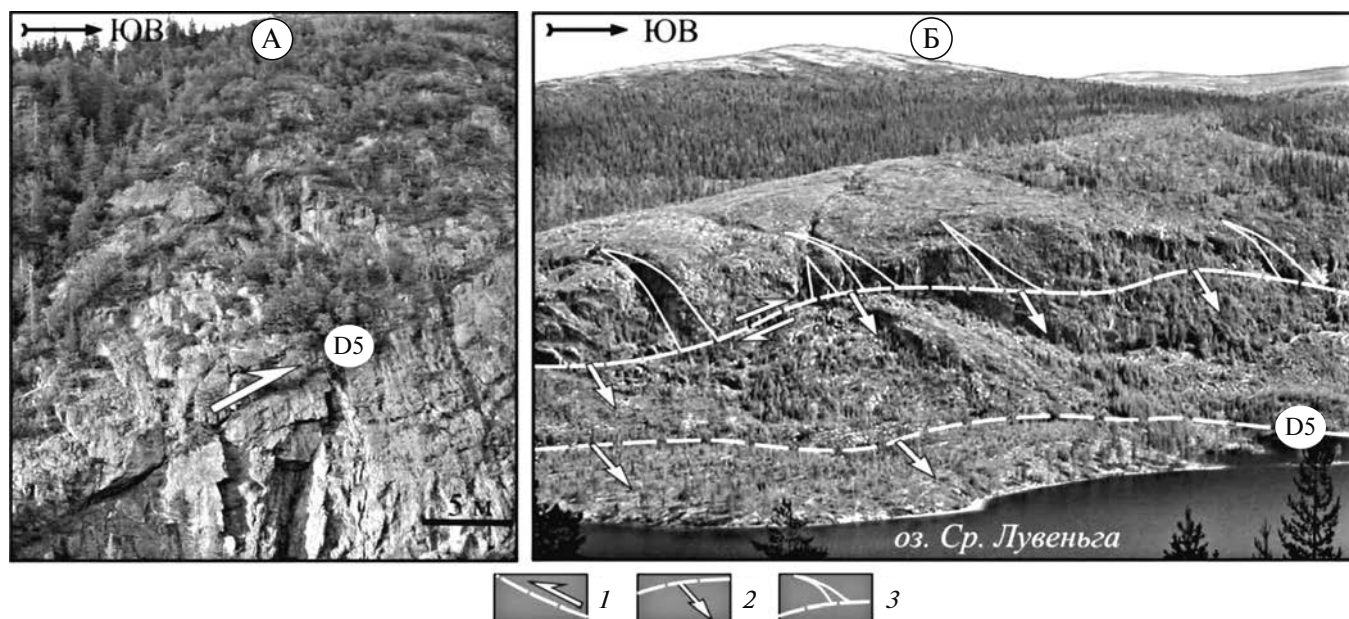


Рис. 10. Новейшие структурные парагенезы в районе горных массивов Кандалакшских и Лувеньгских тундр. А — новейший надвиг D5, осложняющий поверхность сброса в районе юго-западного склона г. Железная; Б — каскадная система сдвиго-сбросов и оперяющих их мегатрещин отрыва, осложняющих поверхность ледниковой эскаррации в северо-восточном борту новейшего грабена оз. Средняя Лувеньга
1 — разрывы и направления смещений; 2 — сдвиго-сбросовые смещения; 3 — оперяющие мегатрещины отрыва

имеют контуры структур пулл-апарт, ступенчатые изгибы реки, расположенные кулисообразно, контролируются разрывами, ориентированными в соответствии с R-сколами (см. рис. 9, В). Отмечается также мостиковая структура растяжения, образованная сбросами, в области крупного коленообразного изгиба реки. На участках пересечения русла с вторичными разрывами развиты пороги и водопады. Судя по результатам кинематического анализа, рассматриваемая зона развивалась в качестве правого сдвига при растяжении в направлении северо-восток — юго-запад и ортогональном сжатии (см. рис. 9, стереограмма IV).

Наиболее полный набор разновозрастных структурных парагенезов Беломорско-Северодвинской зоны был выявлен в пределах Центрально-Беломорской зоны нарушений, экспонированной на южном берегу Турьего мыса (см. рис. 2, участок 7). Здесь обнажаются складчатые слои серых кварцито-песчаников турьинской свиты среднего рифея, развитые в экзоконтактовой зоне крупной (10×12 км) щелочной интрузии позднего девона [15, 36]. Рифейские отложения прорваны разновозрастными эксплозивными образованиями, а также дайками и силлообразными телами щелочных пород, имеющих различные соотношения со складчатыми структурами (рис. 11). Самыми древними из них являются эруптивные брекчии, во многом сходные с образованиями D2a на мысе Пильемском. Они образуют нарушенные разрывами фрагменты небольших (1–2 м) тел неправильной формы и имеют тектонически сорванные секущие контакты со слоями рифейских

песчаников. Ранние магматические образования представлены линзовидными телами щелочных мафит-ультрамафитовых пород и карбонатитов, относимых к диатремово-дайковой серии, изотопный возраст которой соответствует 618 ± 8.1 млн лет (Rb-Sr метод) и 641 ± 10 млн лет (Sm-Nd метод) [15, 36]. Данные образования имеют полифазное строение: ранняя эксплозивная фаза представлена туфобрекчией мелилититов с обломками вмещающих и глубинных пород, более поздняя образована в основном оливиновыми мелилититами и их автолитовыми брекчиями [15]. Породы данной серии имеют тектонические контакты с вмещающими кварцито-песчаниками рифея и, возможно, они представляют собой протрузии, маркирующие зоны более поздних взбросов и надвигов (см. рис. 11, А). Первичная форма залеганий данных образований не ясна, но в целом этот комплекс пород можно рассматривать как структурный репер ранневендского этапа деформаций (D2c), вероятно, связанного с активизацией рифтогенных процессов (см. таблицу).

Кварцито-песчаники рифея и породы диатремово-дайковой серии совместно деформированы и участвуют в складчатости, а также подвержены неравномерному динамометаморфизму. В магматитах в результате этого развита сланцеватость и мелкая, часто, сигмоидальная линзовидность, осложняющая их первичную брекчиевую текстуру (рис. 12, А). Развитие сланцеватости сопровождается серпентинизацией и хлоритизацией, а также обособлением агрегатов слюдисто-серпентин-карбонатного состава. Во многом аналогич-

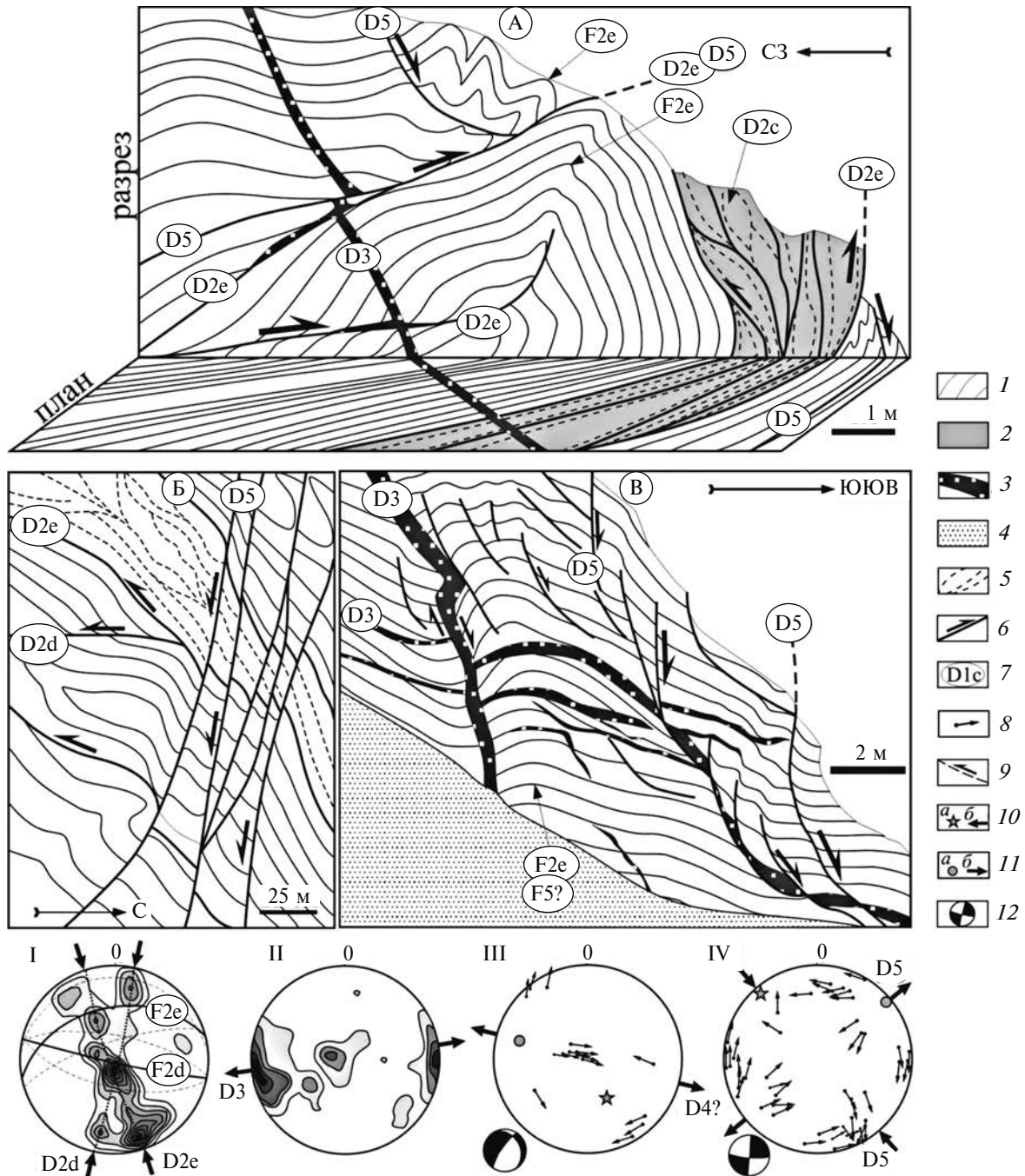


Рис. 11. Соотношения складчатых (F2e) и разрывных структур (D2d, D2e, D5) с магматическими образованиями (D2c), дайками и силлообразными телами (D3) на мысе Турий Кольского полуострова.

А — складки и разрывы (D2d, D2e), дислоцирующие эруптивные брекчии щелочных ультрамафитов (D2c), секущие их дайки (D3), надвиги и сбросы (D5); Б — ранние системы взбросов и надвигов (D2d, D2e) и секущие их сбросы (D5); В — новейшие сбросы (D5), осложняющие ранние складки (F2e), дайки и силлообразные тела (D3).
 Стереорафические проекции полюсов: I — слоистости рифейских песчаников туринской ситы ($n = 124$, изолинии: 1, 2, 3, 3.7, 4.6, 5.5, 6.4, 7.4%), II — плоскостей даек позднего девона ($n = 74$, изолинии: 1, 3, 5.5, 7.8, 8.8%), III–IV — разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D4 (III) и D5 (IV).
 1 — кварцито-песчаники среднего рифея; 2 — эруптивные брекчии щелочных ультрамафитов (D2c); 3 — дайки позднего девона (D3); 4 — осыпь; 5 — сланцеватость; 6 — разрывы и направления смещений; 7 — стадии деформаций и соответствующие им структуры; 8–12 — структурные элементы на стереорафических проекциях: 8 — полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла, 9 — усредненные позиции плоскостей нарушений и направления смещений, 10–11 — ось: 10 — сжатия: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость, 11 — растяжения: а — на стереограмме, б — проекция на горизонтальную плоскость; 12 — стереограммы палеонапряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

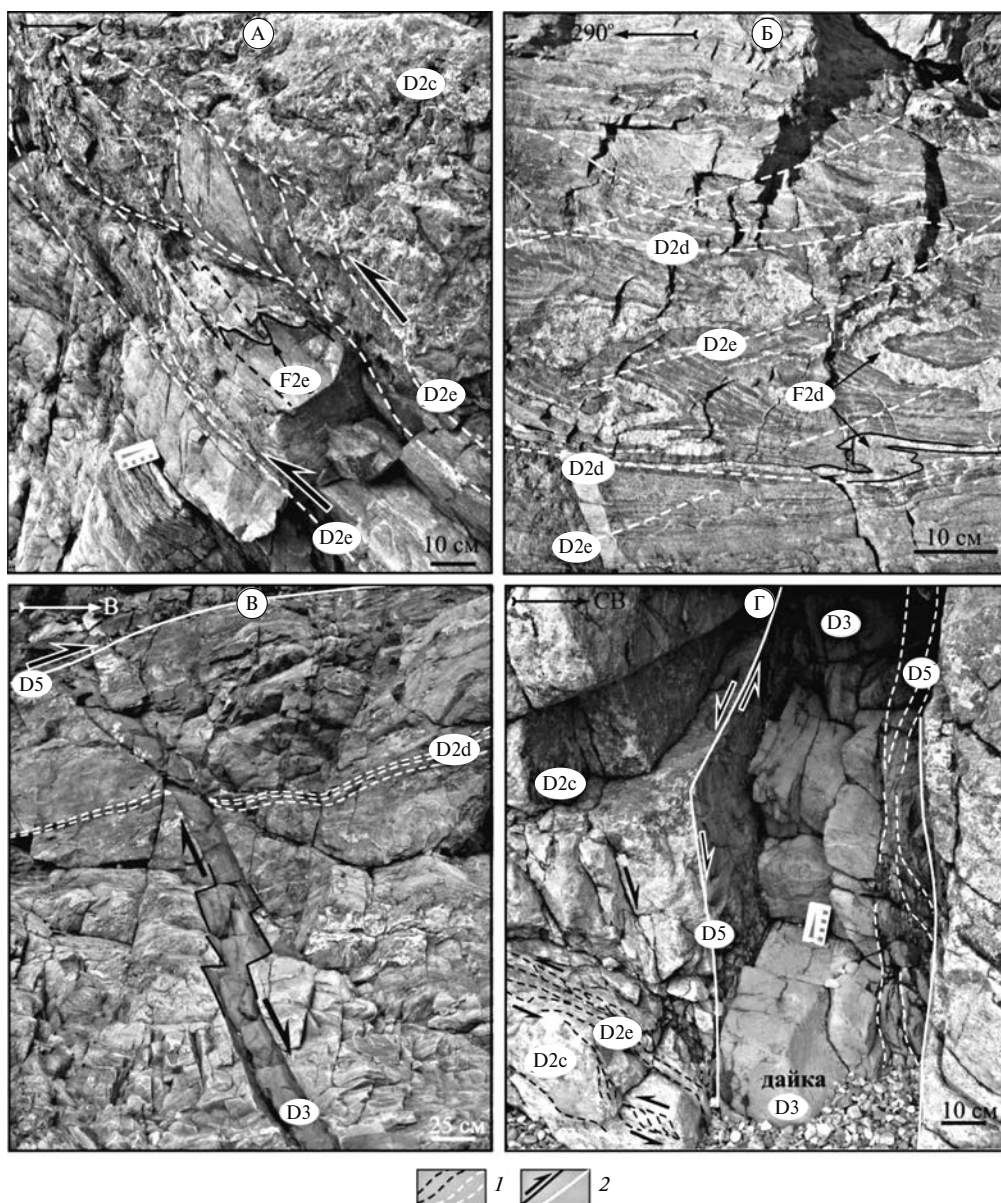


Рис. 12. Структурные парагенезы различных этапов деформаций в районе мыса Турий.

А — тектонический контакт эруптивных брекчий щелочных ультрамафитов (D2c) с кварцито-песчаниками среднего рифея; Б — наложение сланцеватости D2e на складчатые структуры F2d и сланцеватость D2d;

В — ступенчатость и магматические дуплексы позднедевонской дайки D3, заполняющей магморазрыв сбросо-раздвигового типа; Г — новейшие системы сколов и разрывов D5, развитые вдоль контактов дайки D3.

1 — сланцеватость; 2 — разрывы и направления смещений

ные зеленосланцевые преобразования отмечаются в рифейских песчаниках. Эти динамометаморфические тектониты пространственно связаны с зонами надвигов и взбросов, вдоль которых развиты приразломные складки, среди которых распространены асимметричные и опрокинутые структуры, степень сжатия которых быстро уменьшается при удалении от зон разрывов (см. рис. 11, А, Б). В обнажениях отмечается не менее двух систем пересекающихся плоскостных (сланцеватость, кливаж) и складчатых структур (D2d, D2e) (см. рис. 12, Б). Геометрический анализ слоистости кварцито-песчаников позволил выявить две генерации разрывно-складчатых структур:

- ранних складок (F2d) и сопряженных с ними разрывов запад-северо-западного простирания;
- более поздних наложенных складок (F2e) и разрывов восток-северо-восточной ориентировки (см. рис. 11, стереограмма I).

С поздними складками (F2e) и взбросо-надвигами могут быть сопоставлены складки и надвиги, выявленные на сейсмопрофилях продольных к простиранию Центрально-Беломорской и Беломорско-Северодвинской зон (см. рис. 3, Г). Данные две генерации разрывно-складчатых структур Турьего мыса могут рассматриваться как диагональные опережающие нарушения Центрально-Беломорского сдвига-взброса, развивавшегося

в условиях субмеридионального сжатия и правосдвиговой транспрессии (D2d, D2e) (см. таблицу).

Палеозойские дайки Турьего мыса представлены щелочными ультрамафитами, нефелинитами и карбонатитами, изотопный возраст которых составляет 333 ± 75 млн лет (Sm-Nd метод) [15]. Все эти интрузии (D3) имеют резко секущие соотношения с более ранними образованиями, включая складки и разрывы (D2d, D2e) (см. рис. 11, А, В, см. рис. 12, В, Г). Преобладают крутопадающие дайки субмеридионального простирания, но также встречаются пологие постскладчатые силлообразные тела, которые нередко заполняют ранние надвиги и образуют ответвления дайковых тел, либо срезаются ими (см. рис. 11, А, В). В вертикальных сечениях в строении даек отмечаются ступенчатые изгибы и раздувы (магматические дуплексы), указывающие на сбросовые смещения вдоль магморазрывов, залеченных дайками (см. рис. 12, В). Сдвиговых смещений в бортах даек почти нет, что позволяет полагать, что они внедрялись в условиях растяжения, ориентированного ортогонально к их простиранию и, в данном случае, — субширотно (см. рис. 11, стереограмма II). В этих динамических условиях Беломорско-Северодвинская зона должна была развиваться в качестве правого сдвига (D3) (см. таблицу).

Палеозойские дайки испытывают разнообразные наложенные деформации — малоамплитудные (0,1–2 м, реже — более 2 м) смещения вдоль секущих разрывов, а также продольное дробление и расщепление вдоль контактов. Последнее явление весьма распространено и, видимо, связано с концентрацией напряжений на границах тел разной вязкости. В результате этого контакты многих даек тектонически сорваны, а сами они часто подвержены избирательной дезинтеграции и эрозии, совместное действие которых приводит к развитию на их месте узких расщелин (см. рис. 12, Г). Данные морфоструктуры, наследующие дайки, прослеживаются на сотни метров и видны на космоснимках. Расщелины заполняют только обломки вмещающих пород, моренные отложения здесь отсутствуют, что указывает на их постледниковый возраст.

Разрывы, секущие дайки, представлены надвигами, взбросами, сдвигами и сдвиго-сбросами (см. рис. 11; 12, В). Кинематический анализ показал, что здесь обособлены две группы нарушений, характеризующие различные режимы деформации:

- сбросовый режим (D4?) при растяжении в направлении запад-северо-запад — восток-юго-восток (см. рис. 11, стереограмма III),

- сдвиговый режим (D5) с растяжением по линии северо-восток — юго-запад и ортогональным сжатием (см. рис. 11, стереограмма IV).

Отсутствие возрастных реперов, в частности, ледниковых образований на абразионных берегах Турьего мыса не позволяет определить возраст этих разрывов. По кинематическим признакам

структуры второй группы коррелируются с новейшими нарушениями D5 Кандалакшских и Колвицких тундр, мыса Корабль, на котором также выявлены и структуры D4, сопоставимые в рассматриваемом случае с разрывами первой группы (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 11).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Северо-западный сегмент Беломорско-Северодвинской зоны характеризует особенности ее тектоники в комплексах фундамента и в рифтогенных образованиях рифея. После кратонизации Восточно-Европейской платформы данное нарушение испытало многократную активизацию в различных динамических режимах, следы которых сохранились в виде специфических структурных парагенезов и синкинематических образований (тектонитов). Для рассматриваемого периода развития Беломорско-Северодвинской зоны существует мало геохронологических данных, и они недостаточно точны. Возраст отложений терской свиты в зависимости от метода изотопных исследований определен в интервале от конца раннего до позднего рифея [5]. Для фанерозойских магматических комплексов помимо возрастов, соответствующих позднему девону, имеются данные о раннедевонских, раннекарбоновых и мезозойских изотопных датировках [15, 36]. Практически не датированы полиметаллические кварцевые жилы [9].

Полученные структурные данные и возрастные датировки геологических реперов и тектонитов позволяют выделить 11 стадий развития Беломорско-Северодвинской зоны на протяжении рифея — фанерозоя (см. таблицу). Раннерифейский период развития изучен не достаточно. Данные сейсмопрофилирования позволяют предполагать развитие ранней системы узких щелевидных грабенов (рифтогенез D1a), испытавших в дальнейшем инверсию [39]. Осадки, заполнявшие трого, при этом испытали складчатость (D1b). В среднем и позднем рифее возобновляется на этот раз широкомасштабный рифтогенез (D2a), закладывается обширная Беломорская рифтовая система, вдоль юго-западной окраины которой обособилась наиболее протяженная цепочка грабенов [3, 40]. Рифтогенные трого, в дальнейшем вошедшие в состав Беломорско-Северодвинской зоны, формировались в основном над палеопротерозойской сутурной зоной [1], которая прослеживается по геолого-геофизическим данным от района Колвицкого залива до Кулойского плато [3, 22, 23, 37]. Развитие Беломорских рифтов прошло в соответствии с моделью простого сдвига [50] и сопровождалось формированием сквозькорового детачмента, погружающегося в северо-восточных румбах [3, 40]. При этом правосдвиговые смещения обусловили развитие мегаструктур пулл-апарт (см. рис. 1). Аналогичного типа мезоструктуры, выявленные на мысе Пильемском, формирова-

лись в эксплозивных условиях при воздействии глубинных флюидов 1100–1120 млн лет назад [3]. Рифейские рифтогенные процессы D2a проявились в сочетании элементов тектоники сдвиговых зон и пологих detachментов, в условиях правосдвиговой трансенсии (см. таблицу).

В конце позднего рифея проявились базальтовый вулканизм (вулканы солозерской свиты, 667 ± 31 млн лет) и гидротермальные процессы с кварц-амethystовой и флюоритовой минерализацией (690 ± 71 млн лет [3, 4]). Формирование жил проходило в условиях косо ориентированного по отношению к Беломорско-Северодвинской зоне сжатия, обусловившего проявление левосдвиговой транспрессии (D2b). В раннем венде эксплозивное внедрение щелочных мафит-ультрамафитов диатремово-дайкиковой серии (641–618 млн лет) [15], вероятно, указывает на активизацию рифтогенных процессов (D2c). Эти события завершились правосдвиговой транспрессией, в результате которой проявились две фазы складчатости (D2d и D2e) и связанный с ними динамометаморфизм. Сформировавшиеся при этом складчато-надвиговые и взбросовые структуры были локализованы в основном вдоль Центрально-Беломорского разлома и выступали в роли оперяющих нарушений в бортах правого сдвига-взброса (см. таблицу). Нижний возрастной предел этих тектонических событий соответствует раннему венду, а верхний — позднему девону. Вполне вероятно, что транспрессия была связана с кадомскими коллизионными событиями и конвергенцией Западно-Арктической плиты и Восточно-Европейской платформы в интервале времени 620–540 млн лет назад [6, 32, 39]. На севере Кольского полуострова в связи с этими событиями была выявлена обстановка левосдвиговой транспрессии [6, 35], что с учетом кинематики Беломорско-Северодвинской зоны может указывать на движение Кольского блока к юго-востоку.

Период развития Беломорско-Северодвинской зоны, связанный с развитием платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на рассмотренной территории может быть охарактеризован лишь этапом формирования даек щелочных пород (D3), имеющих преимущественно позднедевонский возраст. Их внедрение происходило вдоль магморазрывов со сбросо-раздвиговой кинематикой, при косо ориентировке оси растяжения по отношению к Беломорско-Северодвинской зоне, которая развивалась при этом как правый сдвиг (см. таблицу). В северо-западной части Кольского полуострова для позднедевонского этапа развития выявлены динамические обстановки, также связанные с проявлением правосдвиговых смещений вдоль зон северо-западного простирания [35]. Последующие тектонические преобразования D4 не датированы и могут быть связаны как с герцинскими, так и более поздними (доледниковыми) тектоническими событиями, когда вдоль Беломорско-Северодвинской зоны проявлялись преимущественно

левосдвиговые смещения. Более подробные сведения об этом этапе развития Беломорско-Северодвинской зоны получены для ее юго-восточного сегмента, где она осложняет палеозойские и мезозойские отложения чехла, но в этой статье эти материалы не рассматриваются.

В плейстоцене вся территория Балтийского щита была охвачена Скандинавским оледенением, которое продвигалось в юго-восточном направлении двумя потоками (Кольским и Беломорским). Мощность льда в восточной (Кольской) части региона составляла около 400 м, в западной (Беломорской) части региона превышала 2 км [16, 17]. После таяния ледника 10–12 тыс лет назад вследствие гляциоизостазии проявилось компенсационное воздымание земной поверхности Фенноскандии с амплитудой около 150 м. При этом в области Кандалакшского залива, где мощность льда была наибольшей, вместо ожидаемого максимального воздымания, проявилось, напротив, интенсивное погружение и формирование отрицательной морфоструктуры, которую огибают изобазы новейшего Фенноскандинавского поднятия [16]. Формирование этой гляциоизостатической аномалии было обусловлено тектоническими факторами и развитием постледниковых нарушений, среди которых ведущую роль играли структуры, связанные не с вертикальными, а с горизонтальными перемещениями, что подтверждается структурными данными и решениями механизмов очагов землетрясений в районе Кандалакшского залива [12, 18, 19]. Помимо этого, судя по глубинности современных очагов землетрясений в этой области (от 10 до 30 км [14]), развитие новейших дислокаций в районе Кандалакшского залива было связано с тектоническими процессами на уровнях средней и нижней коры. Нарушение геомеханической стабильности в результате снятия ледниковой нагрузки и гляциоизостазии на таких глубинных уровнях литосферы представляется маловероятным.

Рассмотренные материалы показывают, что развитие новейших (постледниковых) структур Беломорско-Северодвинской зоны проходило в основном в условиях сдвиговых, сбросо-сдвиговых и сбросовых режимов деформаций, вариации которых отмечаются в пространстве и во времени (см. рис. 2). Наиболее распространены комбинированные и сдвиговые режимы, преимущественно сбросовые отмечены в области торцевого прерывания Беломорско-Северодвинской зоны, взбросовые режимы отмечены в ее юго-восточном сегменте (см. рис. 2). На некоторых участках было установлено последовательное во времени развитие новейших структурных ансамблей различного типа. Ранние структуры (D5a) представлены в основном правыми магистральными сдвигами, конформными Беломорско-Северодвинской зоне, а также дополнительными (оперяющими) разрывами, совокупность которых формировалась при сдвиговом режиме деформаций (см. таблицу). В области

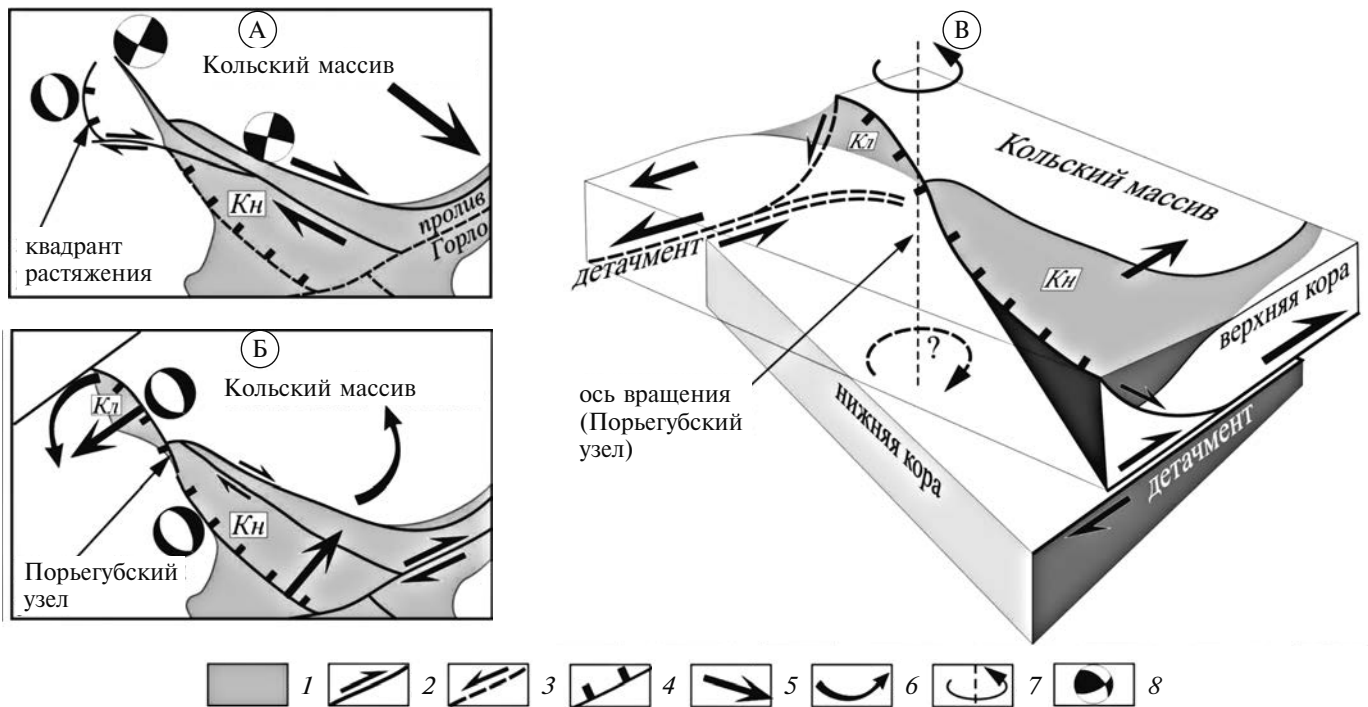


Рис. 13. Механизмы эволюции северо-западной части Беломорско-Северодвинской зоны на новейшем этапе развития (D5).

А — первая стадия D5a: правосдвиговые смещения, связанные с перемещением Кольского блока к юго-востоку; Б — вторая стадия D5b: развитие клиновидных в плане полуграбенов, обусловленное вращением Кольского блока против часовой стрелки; В — объемная модель динамического развития вихревой структуры полуграбенов: Колвицкий — *Кл*, Кандалакшский — *Кн*.

1 — грабены и депрессии; 2–3 — разрывы и направления смещений; 4 — сбросы; 5–6 — направления перемещений: 5 — горизонтальных, 6 — ротационных; 7 — ось вращения; 8 — стереограммы неотектонических напряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

торцевого прерывания Беломорско-Северодвинской зоны в качестве структур, компенсирующих правый сдвиг, наряду со сдвигами формировались и сбросы (сбросовый режим), занимающие квадрант присдвигового растяжения (рис. 13, А). Правосдвиговые смещения вдоль Беломорско-Северодвинской зоны были связаны с горизонтальным перемещением Кольского блока в юго-восточном направлении, что в целом согласуется с сеймотектонической моделью [43], согласно которой контроль поля напряжений в Беломорском регионе приписывается деформационным волнам сжатия, связанным с дивергенцией срединно-океанических рифтов Северной Атлантики.

Более поздние новейшие структуры (D5b) формировались преимущественно в условиях сбросового и сдвиго-сбросового режимов деформаций в связи с развитием современных полуграбенов — Кандалакшского и Колвицкого (см. таблицу). В плане эти структуры имеют клиновидную форму, что указывает на проявление асимметричного рифтинга, связанного с ножницеобразными перемещениями и вращением против часовой стрелки Кольского блока [19]. Клиновидное раскрытие Кандалакшского грабена компенсировалось правосдвиговыми смещениями вдоль трансформного разлома, развитого

вдоль пролива Горло Белого моря (см. рис. 13, Б). Оба полуграбена обладают зеркальной по отношению друг к другу асимметрией. Контролирующий их магистральный сброс располагается в разных бортах этих структур, изменяя при этом наклон так, что в целом его плоскость образует пропеллеробразную поверхность (см. рис. 13, В). Ранее было показано, что магистральный сброс имеет листрическое строение и связан со смещениями вдоль глубинного сквозькорового детачмента, а изменение наклона его сместителя происходит в районе аккомодационной перемычки архипелага Средние Луды вблизи Порьей губы [3] (см. рис. 13, В). С этими представлениями согласуется и ротационная модель, предполагающая, что ось вращения Кольского блока была расположена в районе Порьегубского узла. При этом вращательные движения, направленные против часовой стрелки, проявлялись лишь в верхней коре. Ниже поверхности детачмента в нижнекоревых уровнях вращения либо не было, либо оно было направлено в противоположном направлении (см. рис. 13, В). В результате таких комбинированных ротационных и горизонтальных перемещений в тектонически расслоенной коре на поверхности сформировались современные Колвицкий и Кандалакшский полуграбены, образующие в плане

вихревую структуру типа песочных часов. Эти построения в целом согласуются с особенностями современной геодинамики Евро-Арктического региона [16].

Анализ механизмов очагов землетрясений в Северной и Центральной Атлантике в совокупности с данными геодезического мониторинга показал, что на современном этапе межплитная граница Евразии и Северной Америки вышла из режима дивергенции и на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых представляет собой трансформную тектоническую структуру [7, 16]. Связанное с активным раскрытием Северного Ледовитого океана движение Евро-Арктических коровых масс в юго-восточном направлении в настоящее время сменилось преобладающими перемещениями к восток-северо-востоку, что подтверждается данными GPS-мониторинга [11, 16]. Вращательные движения геоблоков Евразийской плиты, вероятно, связаны с дифференцированными по скорости сдвиговыми смещениями вдоль трансформных разломов северо-восточного простирания. Точной датировки времени смены новейших режимов деформации не получено, но мы полагаем, что инверсия произошла в начале активного развития Кандалакшского и Колвицкого грабенов в голоцене (не ранее 12 тыс лет назад).

ВЫВОДЫ

1. Материалы исследований показывают, что Беломорско-Северодвинская зона представляет собой долгоживущую структуру, которая развивалась, начиная с раннего докембрия, вплоть до неотектонического этапа. Эволюция северо-западного сегмента зоны в рифее и фанерозое проходила унаследовано за счет активизации древних нарушений, в частности палеопротерозойского Колвицко-Умбинского коллизионного шва Беломорско-Лапландского пояса. Зона имеет неоднородное строение в продольном и вертикальном направлении и по-разному проявлена в пределах различных этажей платформы

2. На протяжении рифея — фанерозоя Беломорско-Северодвинская зона испытала многократную активизацию в различных динамических условиях при циклическом чередовании обстановок трансенсии и транспрессии. Для периода рифей-фанерозой в пределах Беломорско-Северодвинской зоны выявлено 11 стадий деформаций, в процессе проявления которых отмечалось изменение режимов деформаций или направлений сдвиговых смещений не менее семи раз. Кинематические инверсии и цикличность развития внутриплитных зон нарушений, в частности Беломорско-Северодвинской зоны, выступают в роли своеобразного штрих-кода, характеризующего региональные и общие закономерности развития Восточно-Европейской платформы.

3. Новейшие постледниковые деформации в Беломорско-Северодвинской зоне проявились в две последовательные стадии: правосдвиговые дислокации, связанные с горизонтальным перемещением Кольского блока в юго-восточном направлении (D5a) и преимущественно сбросовые смещения, обусловившие развитие современных полуграбенов в процессе вращения Кольского блока против часовой стрелки (D5b). Изменение режимов деформаций и кинематические инверсии новейшего этапа развития Беломорско-Северодвинской зоны являются фактором, влияющим на проявления сейсмичности в ее пределах.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность рецензенту д. г.-м. н. Ю.А. Морозову и анонимному Рецензенту за ценные замечания и рекомендации.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485), программы Президиума РАН № 19 (проект 0135-2018-0040) и госбюджетной темы № 0135-2016-0012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГД РАН, 2002. 32 с.
2. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция Северо-Востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С.16–28.
3. Балугев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий // Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000 / М.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2012. 104с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 597).
4. Балугев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Лебедев В.А., Серов П.А. Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта: новые геохронологические данные // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. VII Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 47–49.
5. Балугев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Сукач В.С. О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412–424.
6. Балугев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Тюпанов С.Н. Структура и тектоническая эволюция области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–61.
7. Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. Современный геодинамический режим Срединно-Атлантического хребта и прилегающих территорий // Материалы

XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж: ВГУ, 2010. Т. 2. С. 118–123.

8. *Валеев Р.Н.* Тектоника Волго-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 117 с

9. *Васильева Т.И., Пржиялговский Е.С.* Эволюция полей напряжений в районе Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника. 2006. № 1. С. 63–75.

10. *Гарецкий Р.Г.* Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2007. Т. 27. № 2. С. 3–13.

11. *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В.* Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.

12. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Н.В. Шаров (ред.). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.

13. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / А.Ф. Морозов (ред.). М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

14. *Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. / А.Н. Виноградов (ред.). М.: Изд-во «Ваш полиграфический партнер», 2010, 132 с.

15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 — Апатиты // Объяснительная записка / Ю.Б. Богданов (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 436 с.

16. *Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б.* Новейший этап развития Беломорской котловины // ДАН. 2016 Т. 471. № 4. С. 450–454.

17. *Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г.* Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65–70.

18. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы // Землетрясения / Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина (ред.). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2007. Кн. 1. 381 с.

19. *Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балухев А.С.* Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.

20. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2012 г. / О.В. Петров, А.М. Лыгин (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 112 с. [ftp://ftp.vsegei.ru/marine-12.pdf](http://ftp.vsegei.ru/marine-12.pdf)

21. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем, 2001. 234 с.

22. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

23. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.

24. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.

25. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катунского кратера (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 56–76.

26. *Колодяжный С.Ю.* Структура и эволюция Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы) // Геотектоника. 2015. № 4. С. 30–53.

27. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические условия формирования Дудергофской структуры (юго-восточная окраина Балтийского щита) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2016. № 5. С. 8–17.

28. *Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г.* Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3–22.

29. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.

30. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемангин В.А., Макарова Н.В., Мострюков А.О., Иоффе А.И.* Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: методические, теоретические и прикладные аспекты / Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп (ред.). М.: ГЕОС. 2014. 88 с.

31. *Крапивнер Р.Б.* Безкорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

32. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды — начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.

33. *Леонов М.Г., Копп М.Л., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Баженов М.Л.* Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. М.: ГЕОС, 2013. 318 с. (Труды ГИН: вып. 604).

34. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

35. *Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смутьская А.И.* Тектонический и геомеханический контроли размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.

36. *Рухлов А.С.* Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 1999. 21 с.

37. Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова Ю.А. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // ДАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 796–801.
38. Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.
39. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднего кембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
40. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
41. Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: КНЦ РАН. 2012. 179 с.
42. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
43. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
44. Bogdanova S., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T., Kozlov V., Puchkov V., Volozh Yu. The East European Craton (“Proto-Baltica”) in Pre-Rodinia and Rodinian times // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. No 1–2. P. 29–45.
45. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. No 1–4. P. 1–21.
46. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the Early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // Lithoprobe, Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore Transect (ECSOOT): Report No 27 / Eds. R.J. Wardle, J. Hall. St. John’s: Memorial University of Newfoundland, 1992. P. 76–91.
47. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // Geological survey of Canada. 1991. Paper 90–17. 72 p.
48. Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. of Structural Geology. 1990. Vol. 12. No 8. P. 973–986.
49. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology // Folds and Fractures. London — N.Y.: Academic Press. 1987. Vol. 2. 392 p.
50. Wernicke B. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canadian J. of Earth Sciences. 1985. Vol. 22. No 1. P. 108–125.

Structure and Evolution of Belomorian-Severodvinsk Shear Zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic, East-European Platform

S.Yu. Kolodyazhny*, A.S. Baluev, D.S. Zykov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia

**e.m.: kolod63@mail.ru*

Received May 15, 2018; Revised August 29, 2018; Accepted September 25, 2018

Abstract — Tectonics, morphological features and development stages of Belomorian-Severodvinsk shear zone (north-western part) found in the East European platform are considered. We traced the shear zone (length ≈ 1000 km) from NW to SE from the Baltic shield to the Russian plate sedimentary cover. It inherited Paleoproterozoic structures of Belomorian-Lapland mobile belt and Riphean grabens of the White Sea rift system. Belomorian-Severodvinsk zone was represented in the modern structure by a system of neotectonic grabens limited by normal and normal–strike sleep faults and segmented by the transform fault zones. We came to conclusion that the shear zone experienced multiple repeated activation in different dynamic conditions in the Riphean–Phanerozoic. Cyclic alternation of riftogenic trans-tension and compression or transpression conditions in the sequence stages of its development was noted. We defined three cycles of transtensive-transpressive transformations of Belomorian-Severodvinsk shear zone in the Riphean and the Early Vendian. At least four times shear zone suffered changes of deformation mode and directions of shear displacement in the Phanerozoic. The postglacial neotectonic deformations in the Belomorian-Severodvinsk shear zone revealed under the Kola block horizontal movement to the S–E and subsequent counterclockwise rotation.

Key words: intraplate tectonics, geodynamics, shear zone, kinematics, structural paragenesis, East European platform