

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243 (571.1)

М.Г. ЛЕОНОВ, С.Ю. КОЛОДЯЖНЫЙ, Д.С. ЗЫКОВ, А.В. ПОЛЕЩУК

ТЕКТОНИКА ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ
Статья I. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Рассмотрены общие закономерности осадконакопления на протоплатформенном этапе, особенности магматизма, характер структурных парагенезов Онежской мульды Балтийского щита.

В пределах молодых и древних платформ существуют сопряженные и (или) относительно изолированные положительные (щиты, своды, массивы, антеклизы, купола) и отрицательные (плиты, депрессии, синеклизы, впадины) морфоструктуры, которые испытывают перманентную тенденцию к воздыманию или опусканию на протяжении длительного времени, иногда сопоставимого с продолжительностью плитного этапа развития платформ. Вопросу о возникновении и тектоническом развитии таких геоструктур посвящено много работ [1, 4, 8, 13, 18, 47, 48, 52, 53]. Предложены физические и расчетные модели формирования таких структур [1, 4, 53]. Однако при четкой фиксации явления трактовка причин и механизмов, вызвавших возникновение и развитие подобных внутриплитных морфоструктур, многообразна и противоречива. Формирование зон прогибания объясняется растяжением корового слоя в хрупком или пластичном вариантах, общим сжатием и образованием рамповых структур, транспрессией или трансензией, оттоком вещества, возникновением структур лабигенного типа, фазовыми переходами в основании корового слоя и др. Столь же многообразны представления и о механизмах относительного воздымания фундамента (формирование разломно-блоковых структур, пластичное нагнетание горных масс, коробление в результате общего сжатия, вулканоплутонические процессы и т.д.). В ряде случаев ставится под сомнение само существование таких структур, развивающихся в относительно едином геодинамическом режиме в течение длительного времени. И главное, остается открытым вопрос о причинах столь длительного проявления режимов воздымания и опускания в пределах структурно ограниченных объемов земной коры и литосферы и о механизмах, их обеспечивающих. Все это делает изучение структурно-вещественной эволюции подобных структур актуальным, и публикация соответствующих материалов будет спо-

собствовать решению ряда принципиальных задач внутриплитной тектоники и тектоники консолидированной коры. Авторы рассмотрели проблему тектонической эволюции одной из отрицательных структур земной коры — Онежской мульды, расположенной на Балтийском щите в пределах Карельского массива.

Общая характеристика Онежской мульды

Карельский массив является одним из основных структурных и геосторических элементов Балтийского щита. Он сложен гранитогнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами (саамским и лопийским) архейского фундамента, которые с угловым несогласием и размывом перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (карельский комплекс) [15—17, 32, 34, 40, 42, 50, 51, 57]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями Свекофеннид, на северо-востоке и севере — с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса.

На территории Карельского массива выделены [20] четыре типа структурных зон первого порядка (структурно-парагенетических ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок: 1) дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания (flattening and squeezing zones) (сдвиговые зоны по [35]), отражающие условия поперечного сжатия; 2) линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения со структурой «цветка» (flower structure zones), отражающие условия транспрессии [27, 28, 58]; 3) зоны диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза, отражающие рассредоточенное объемное тектони-

ческое течение горных масс. Первый и второй типы принадлежат к категории зон концентрированной сдвиговой деформации, а все три типа характеризуются резко выраженным линейным структурным планом. В парагенетическом единстве с ними находятся структуры четвертого типа — тектонические депрессии, такие как Ладжская депрессия, Сегозерская и Лехтинская синклинали, некоторые другие структуры. Наиболее ярким примером таких геоструктур является Онежская мульда, описание которой дано на основании опубликованных [2, 3, 17, 25, 29, 30, 33, 34, 40, 44, 57] и фондовых материалов, а также личных наблюдений авторов.

Онежская мульда — отрицательная структура земной коры неправильно-овальной формы, вытянутая в юго-восточном — северо-западном направлении (рис. 1). В составе мульды выделяются Северо- (≈ 100×120 км) и Западно-Онежская (≈ 50×100 км) раннепротерозойские синклинали и современная впадина Онежского озера. Северо-Онежская синклиналь охватывает северную половину Онежского озера с побережьем. Восточный край структуры образует пологую дугу, в принципе соответ-

ствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением мульды служит субмеридиональная Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций, которая в области северо-западного замыкания Онежской мульды сливается с Кумсинской зоной дислокаций. На северо-западе и севере мульда переходит в систему постепенно утоняющихся и сильно пережатых синклиналильных структур: Салвиламбинской, Ялгамской и Кумсинской. При движении на юг и юго-восток образования Северо-Онежской мульды надстраиваются верхними горизонтами нижнего протерозоя (вепсия), приуроченными к пологой изометричной Западно-Онежской синклинали. Все перечисленные толщи перекрыты отложениями рифея — фанерозоя Петрозаводского грабена и современной впадины Онежского озера.

Условия образования осадочно-вулканогенных комплексов

В раннем протерозое Онежская мульда представляла собой обширный и длительно развивающийся бассейн, который обладал чертами, общими для раннепротерозойской седиментации в регионе. Но в то же время это была относительно самостоятельная тектоно-седиментационная провинция, имеющая специфические литолого-седиментационный и магматический режимы и тектоническое строение [17, 25, 34]. Рассмотрим основные черты геологического строения территории.

Возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением — за 300 млн. лет (ятулий—людиковый) образовалось около 1500 м отложений, за более чем 600 млн. лет (ятулий—вепсий) — около 2500 м — свидетельствуют о растянутом во времени прогибании территории, которое может быть обусловлено различными причинами, и выбор варианта зависит от определения режимов осадконакопления и вулканизма, а также данных о тектонической структуре региона и механизме ее формирования как на этапе осадконакопления, так и в последующие периоды. Рассмотрим эти вопросы.

Ятулийский надгоризонт, залегающий в основании разреза Онежской мульды, подразделен на два горизонта: нижний — сегозерский (янгозерская, медвежьегорская свиты; мощность 0—400 м) — сложен кварцитами, кварцитопесчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых и трахибазальтовых лав с прослоями пирокластитов и габбро-долеритовыми силлами; верхний — онежский (туломозерская свита; мощность 150—500 м) — представлен пестро- и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами. Породы расчленены габбро-долеритовыми силлами. Нижнеятулийские (сегозерский горизонт) осадочно-вулканогенные комплексы развиты преимущественно в северной части Онежской мульды. К югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются, и в центральной части впадины в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеяту-

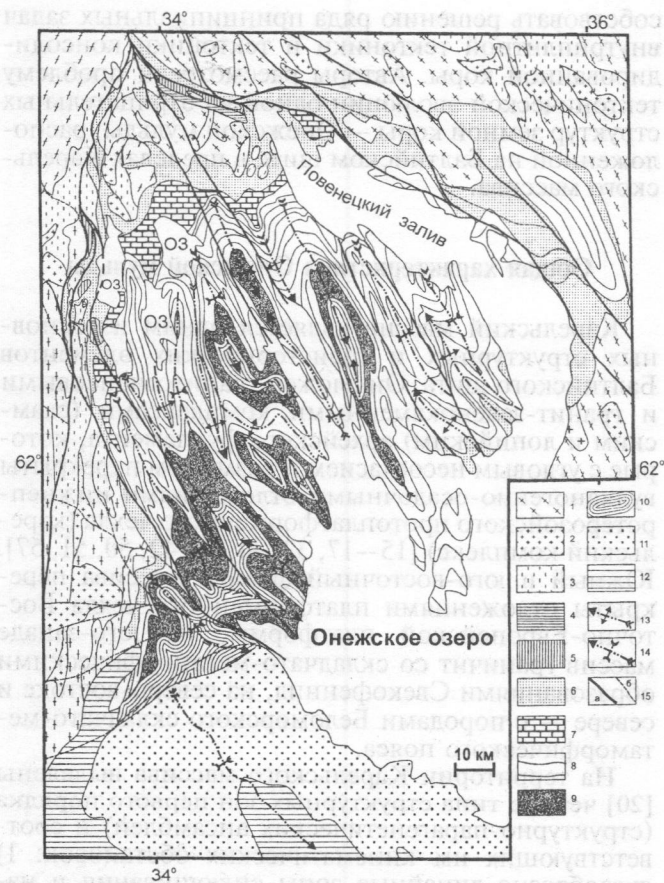


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Онежской мульды (по данным [7, 31, 40], фондовых материалов и личных наблюдений): 1—3 — архейские комплексы: 1 — гнейсограниты, 2 — плагио-микроклиновые граниты, 3 — образования гранит-зеленокаменных поясов; 4—11 — раннепротерозойские проточехольные комплексы: 4 — сумий, 5 — сариолий, 6 — нижний ятулий, 7 — верхний ятулий, 8 — нижний людиковый, 9 — верхний людиковый, 10 — ливий, 11 — вепсий; 12 — вендские отложения; 13—14 — осевые плоскости: антиклиналей (13) и синклиналей (14); 15 — взбросо-сдвиги: а — главные, б — второстепенные

лийские (онежский горизонт) карбонатно-терригенные отложения. Этот факт свидетельствует, что режим общего опускания временами прерывался этапами замедления, и, по-видимому, о постепенной миграции Онежского бассейна в южном направлении.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в том числе пестроцветные доломиты; фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов и отсутствие при этом структурных несогласий [17, 25, 29, 36, 37, 39, 46, 50, 51, 56]. Прослеживается тенденция к трансгрессии морского бассейна с течением времени (смена терригенного осадконакопления карбонатным).

Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми, андезитобазальтовыми и андезитовыми лавовыми потоками, в том числе миндалекаменными, и их пирокластитами, а также зеленокаменно измененными габбро-долеритовыми силлами. Все вулканогенные породы расположены внутри толщи мелководных отложений эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [29] и принадлежат к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [38, 45, 54, 55]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относятся и расположенная на краю Онежской мульды Койкарско-Святоаволокская габбро-долеритовая, и Пудожгорская интрузии [43, 44].

Залегающие выше по разрезу толщи людиковия подразделяются на два раздела. Нижний (заонежская свита; мощность от 300 до 1800 м) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний (суйсарская свита; мощность до 700 м) представлен чередованием туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикритовых порфиритов, туфов, туффитов, туфоконгломератов и первично глинистых сланцев. Описаны также вулканические нежки и интрузии ультраосновного состава. Вулканы суйсарской свиты известны в южной части мульды и выходят в ядрах небольших синклиналий структур. Суйсарские вулканы залегают на мелководноморских отложениях и не несут никаких признаков глубоководности. По петрохимическим данным вулканы отнесены к внутриконтинентальным образованиям. По данным [55], на ранних стадиях субэаральный базальтовый вулканизм, асо-

социрующий с континентальными осадочными формациями, имел преимущественно субщелочной характер. Позднее, в условиях существования морского бассейна, проявился толеитовый вулканизм, а затем образовались пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях суйсарского морского бассейна.

Вверх по разрезу суйсарские вулканы надстраиваются отложениями вепсия, которые представлены мелководнобассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными полевошпат-кварцевыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (внизу), мощность до 600 м; красноцветными, часто косослоистыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (вверху), мощность 200—400 м. В песчаниках часто встречаются плохо окатанные обломки шунгитовых сланцев и алевролитов, сопоставимые с породами заонежской свиты. Шокшинская свита расчленена мощным габбро-долеритовым силлом. Реальных следов тектонической инверсии в регионе на границе суйсарского и петрозаводского времени не наблюдается. Но режим активного прогибания затухает, и уменьшается проницаемость коры. Вместе с тем имеются признаки миграции Онежского бассейна к югу и сокращения площади этого бассейна. Данный бассейн, по-видимому, представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями относительного и, судя по отсутствию мощных крупногалечных конгломератов, малоамплитудного воздымания и денудации нижележащих черносланцевых толщ.

Массовые излияния лав и нарастание их объемов от ятулия к суйсариию, смена составов от толеитовых базальтов к щелочным и появление коматиитовых базальтов в прогибах, оконтуривающих Карельский массив (Ветреный Пояс, Куолоярвинская структура), а также соответствующая минерализация указывают на режим растяжения континентальной литосферы и высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности земли мантийного вещества [33]. Но проницаемость корового слоя связана, вероятно, не с большими погружениями и растаскиванием блоков континентальной коры вплоть до образования зияний с корой океанического типа, а с процессом диссипативного растяжения относительно пластичного нижнекорового слоя (разновидность «пластичного спрединга» А. Крёнера [49]). При этом возникают дискретные линейные узкие ослабленные зоны (борозды) повышенной проницаемости [30].

Тектоническая структура и структурно-кинематические ансамбли

Регион характеризуется высокой неоднородностью тектонического плана разных участков Онежской мульды и различных этажей докембрийского разреза. Наблюдаются как резкая дисгармония структурного плана в разных этажах, так и преемственность (унаследованность) тектонического стиля. Резкая дисгармония структур выражена, например, на границах гранит-зеленокаменного

фундамента и чехольного комплекса, довепсийских и вепсийских комплексов.

В то же время в породах фундамента и проточехла можно наблюдать элементы единства структурного плана, а также определенные преемственность и унаследованность развития неотектонических структур от древних тектонических элементов.

Северо-Онежская синклираль. Главная особенность этой части Онежской структуры, описание которой основано на данных [2, 17, 30, 40, 57], фондовых материалах и личных наблюдениях, — чередование широких корытообразных синклинальных и узких линейно вытянутых антиклинальных структур (рис. 1, 2), локализованных в зонах сдвиговых деформаций. Необходимо отметить, что сочетание общей изометричной формы впадины и линейная ее внутренняя делимость характерны и для других отрицательных внутриплитных структур, например, для Мичиганского бассейна, расположенного в теле Северо-Американской платформы [59].

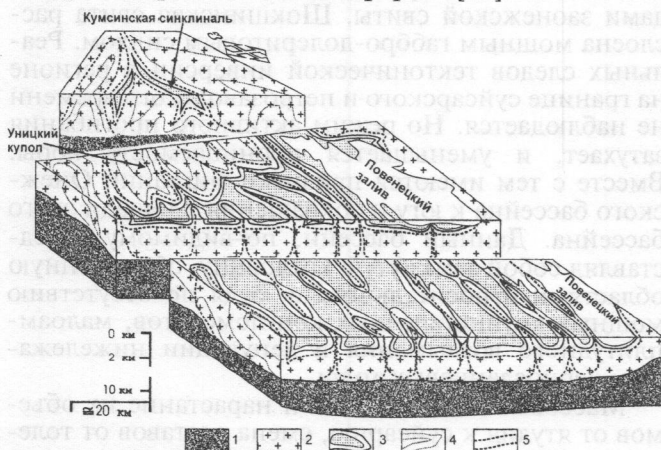


Рис. 2. Схематизированная блок-диаграмма Северо-Онежского региона: 1 — «гранулит-базальтовый» слой; 2 — «гранитогнейсовый» слой на вертикальных и горизонтальных срезах; 3 — различные горизонты нижнепротерозойского протоплатформенного чехла; 4 — структурные линии в «гранитогнейсовом» слое; 5 — основные разрывы и срыв-разделитель на границе фундамент — чехол

Синклинали (шириной 6–12 км) выполнены черносланцево-базальтовыми образованиями заонежской свиты, имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Падение пород в пределах центральных частей структур 10–20°, редко достигает 35°. Крупные складки могут быть осложнены складками более высоких порядков, разломами с малой амплитудой смещения (несколько десятков метров) и подворотами слоев. Антиклинальные зоны, ядра которых сложены пластичными интенсивно дислоцированными доломитами и нижележащими терригенно-карбонатными породами туломозерской свиты, являются зонами сложной напряженной линейной складчатости с чертами гребневидной структуры выжимания, напоминающей диапир (рис. 3). Имея ширину порядка 1–4 км и амплитуду, часто превышающую 600 м, зоны прослеживаются на многие десятки километров. По сравнению с синклинальными структурами в ядрах антиклиналей отмечается значительное увеличение мощностей (в 2–4 раза) карбонатных и карбонатно-терригенных пачек онежского горизонта туломозерской свиты,

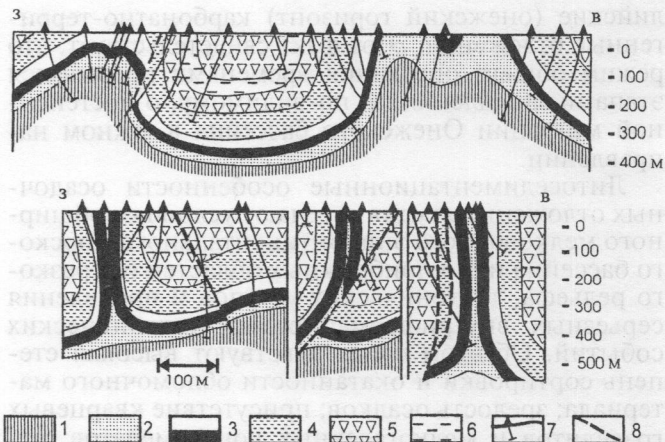


Рис. 3. Схематизированные поперечные профили через псевдо-диапировые антиклинальные структуры Северо-Онежской муьды (по данным отчета Центрально-Карельской экспедиции..., 1991): 1–3 — вулканогенно-терригенно-карбонатная толща туломозерской свиты: 1 — нижняя, 2 — средняя, 3 — верхняя подсвиты; 4 — терригенные породы нижней подсвиты заонежской свиты; 5 — габбро-диабазы; 6 — карбонатно-терригенные породы верхней подсвиты заонежской свиты; 7 — скважины; 8 — разрывные нарушения

что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры. Антиклинали представляют собой или отдельные структуры, или осложнены сопряженными складками и разломами. Иногда это относительно широкие складки, сопоставимые с синклинальными, но чаще — узкие, сильно пережатые складки гребневидной и грибовидной форм с раскрывающимися наподобие цветка или пальмового дерева крыльями. В этом случае складки осложнены взбросо-сдвигами и надвигами. Падение пород на крыльях — до вертикального и запрокинутого. Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами, что подчеркивается кулисным расположением дополнительных мелких складок и даек габбро-диабазов. Вдоль таких разрывов породы залегают более круто. Сдвиговое течение пород в антиклинальных зонах проявлено неравномерно. Максимальные сдвиговые деформации фиксируются вблизи сместителей, при удалении от них деформации затухают.

Степень вторичной структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных структурах чрезвычайно велика, что подчеркивается рассланцеванием, кливажем, катаклизмом и брекчированием, повышенной степенью метаморфических преобразований и интенсивной рудовмещающей альбит-карбонатно-слюдистой метасоматической минерализацией. Антиклинальные зоны представляют собой типичные зоны концентрированной деформации с морфологией структур «цветка» (рис. 4, Б).

Оси складок слегка извилистые и образуют виргации, шарниры испытывают ундуляцию, но генеральный план отвечает главному карельскому направлению (юго-восток — северо-запад). Шарниры складок в целом воздымаются к северо-западу, в направлении выходов гранитного основания, где наблюдаются их центри- и периклинальные замыкания. Крупные складчатые структуры часто распадаются на ряд более мелких складок, располагающихся кулисообразно одна относительно другой,

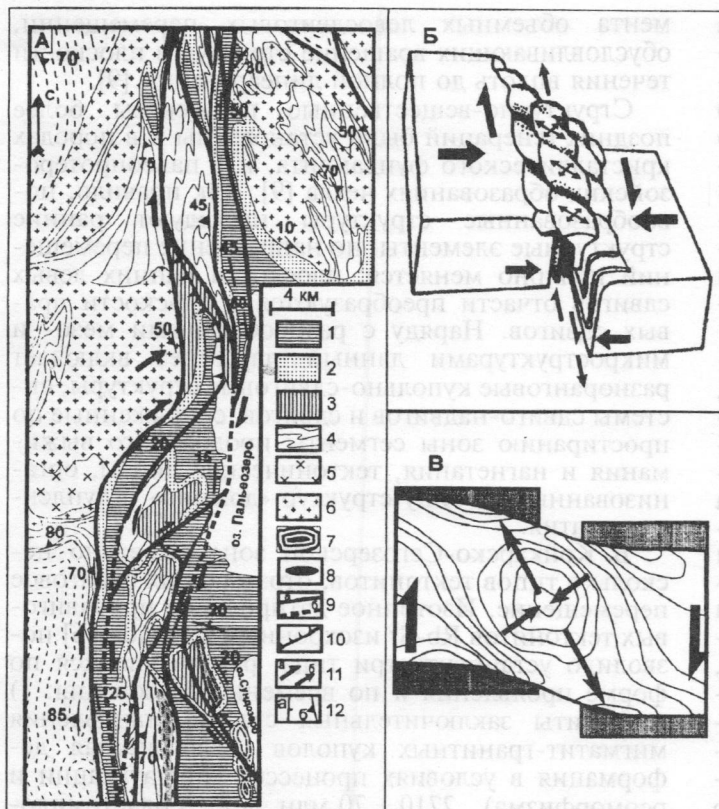


Рис. 4. Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций: **А.** Структурно-геологическая схема (составлена с использованием материалов ПГО «Севзапгеология» и [7, 9, 40]). 1, 2 — ятулий; 1 — вулканогенно-осадочные, 2 — терригенные породы; 3 — сумий и сариолий (андезитобазальты и конгломераты); 4–6 — лопий; 4 — вулканогенно-осадочные породы, 5 — габбро-диориты, 6 — граниты; 7 — мигматизированные гнейсы; 8 — ультрабазиты; 9 — сдвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — взбросо-надвиги; 11 — направления смещения: а — по сдвигам, б — по взбросо-надвигам; 12 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости. **Б.** Схема, отражающая кинематику формирования транспрессионных зон (по данным [28]). **В.** Моделирование сдвиговых деформаций в полимерах. Изолиниями показаны концентрические субизометричные в плане траектории максимальных касательных напряжений, возникающие при моделировании сдвиговых деформаций (по данным [5])

что подчеркивает наличие сдвиговой составляющей. Морфология и характер проявления складчатости в породах разной реологии отличаются. По данным [2, 3], в жестком фундаменте складчатые зоны маркированы разломами, зонами расщепления и повышенной тектонической трещиноватости. В породах карельского комплекса те же зоны выражены в форме линейных гребневидных складок. На границе фундамент — чехол происходит не только количественные (ширина зон динамического влияния разломов), но и качественные изменения. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх — в сторону свободной поверхности, в фундаменте — вниз, чем определяется синклиналильное строение зон на нижних уровнях [2, 3] (рис. 2). Эта закономерность отражает разнонаправленное движение вещества в чехольном комплексе и фундаменте и свидетельствует о существовании структурных ячеек течения в пределах последнего. Однако правило это не универсально, и часто наблюдается конформность структурного плана фундамента и чехла. В то же время структурная дисгармония комплекса основания и образований чехла сохраняется, что подчеркивается наличием регионально выраженного срыва на границе фундамент — проточехол. Присутствие срыва-отделителя (detachment fault) определяется также и общей структурой чехольного комплекса мульды, существенно более сложной, чем это рисуется для поверхности фундамента.

Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о тектоническом течении материала от синклиналей к антиклиналям и вдоль простирающихся антиклинальных зон (сдвиговое течение). Течение материала неравномерное. Максимальные сдвиговые деформации осуществляются вблизи сместителей; при удалении от них деформации затухают. В ядрах антикли-

налей мощность горизонтов, особенно карбонатных, возрастает в сравнении с синклиналильными структурами. Это говорит о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры, которые, возможно, правильнее называть протрузиями или эжективными структурами. К зонам концентрированных деформаций приурочены рудопроявления метасоматического генезиса. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон. Все это подтверждает вывод о высокой проницаемости зон концентрированных деформаций. Интересно отметить, что в Мичиганском бассейне к подобным зонам приурочены скопления углеводородного сырья.

Чередование узких, линейно вытянутых и интенсивно дислоцированных антиклинальных структур нагнетания, связанных со сдвиговым течением, и широких корытообразных синклиналей, в пределах которых породы проточехла практически не затронуты складчатыми деформациями, свидетельствует об избирательном характере деформации. А это в свою очередь заставляет полагать, что деформация возникает благодаря тектоническим напряжениям, распределенным в пространстве дискретно. Последнее не может быть объяснено процессами общего сжатия, растяжения или сдвига, а связано, скорее всего, с объемной подвижностью (субгоризонтальным течением) вещества как в пределах гранитно-метаморфического фундамента, так и чехольного комплекса. Объемная подвижность пород чехольного комплекса кроме логической предопределенности имеет и фактическое подтверждение. Так, в отложениях сегозерской, петрозаводской и шокшинской свит описаны различные формы внутрислоевых и межслоевых деформаций, отражающих продольное субслоевое тектоническое течение горных пород [12, 21, 22].

Выше показано, что Северо-Онежская мульда рассечена узкими зонами концентрированных деформаций. Эти зоны выходят за ее пределы и трасируются среди обширных выступов архейского фундамента и в его пределах. Структуры подобного типа расположены и в обрамлении мульды, являясь в современном срезе ее естественными ограничениями. Мы приведем описание двух таких структур: Койкарско-Сегозерской, которая ограничивает Северо-Онежскую структуру с запада, и Кумсинской, являющейся непосредственным продолжением мульды по простиранию.

Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций, детальное описание которой приведено в [9, 11], прослеживается вдоль западного борта Онежской мульды на протяжении более 100 км при ширине 5–7 км (рис. 4, А). Зона рассекает гранит-зеленокаменные породы архейского фундамента, а также палеопротерозойские толщи западного крыла Онежской мульды и ограничена региональными взбросо-сдвигами, с которыми сопряжены локальные надвиги [7, 9, 31]. Все породные комплексы пронизаны линзовидно-петельчатой системой субвертикальных сдвигов и крутых взбросо-сдвигов, выраженных зонами рассланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линзовидных объемов, сложенных разнородными образованиями кристаллического фундамента и вулканогенно-осадочного чехла. Линзы зачастую имеют сигмоидальную форму, а их внутренняя структура конформна обрамляющим нарушениям. В пределах зоны наблюдается диагонально-кулисное расположение структурных элементов (линзовидных тел, складок, будин, вторичных сдвиговых зон).

Палеопротерозойские образования чехла в северной части зоны образуют узкосжатые диагональные и конформные синклинали, зажатые между линзовидными выходами пород фундамента. На южном отрезке образования протоплатформенного чехла залегают более полого: средние углы падения составляют 15–40°. Протерозойские породы участвуют здесь в образовании кулисной системы купольно-сдвиговых структур, в ядрах которых выходят кристаллические толщи фундамента, а также андезитобазальты сумия и конгломераты сариолия. На всех перечисленных комплексах пород с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия, образующие крылья куполообразных структур. Отмечено, что крутые взбросо-сдвиги, развитые в породах фундамента и ограничивающие линзовидные структуры купольных структур, проникают в ятулийский чехол, где расщепляются, трансформируясь в субслойные срывы.

Изучение синметаморфических структурно-вещественных парагенезов в образованиях фундамента позволило выявить следующие формы: асимметричные и сопряженные конические складки, С-S структуры, главные и вторичные сдвиговые зонки, линейность удлинения и будинаж-структуры, кренуляционный кливаж и сланцеватость, сигмоидальные структуры вращения, минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур свидетельствуют о развитии в пределах пород фунда-

мента объемных левосдвиговых перемещений, обуславливающих вращение структур в плоскости течения вплоть до полной линейаризации [9].

Структурно-вещественные парагенезы более поздних генераций были установлены и в породах кристаллического фундамента, и в палеопротерозойских образованиях чехла [9]. Как правило, новообразованные структуры наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещений полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов отчасти преобразуются в плоскости правых сдвигов. Наряду с разнообразными мезо- и микроструктурами данный парагенез включает разноранговые купольно-сдвиговые структуры, системы сдвиго-надвигов и сдвигов, сопряженные по простиранию зоны сегменты продольного выжимания и нагнетания, тектонические линзы, организованные по типу структур «домино» и дуплексов сжатия.

В Койкарско-Сегозерской зоне выявлено несколько типов тектонитов, отражающих сдвиговое перемещение. Изотопное датирование присдвиговых тектонитов Rb-Sr изохронным методом [6] позволило установить три типа, различающихся по форме проявления и по времени образования: 1) тектониты заключительных стадий становления мигматит-гранитных куполов (пластическая деформация в условиях процессов мигматизации и реоморфизма), 2710 ± 70 млн. лет; 2) бластомилониты и бластокатаклазиты (пластическая и хрупко-пластическая деформации) соответственно 2010 ± 80 и 1870 ± 90 млн. лет; 3) тектониты хрупкого разрушения (не датированы).

Особенности морфоструктуры зоны, ее тектонического стиля и эволюции свидетельствуют о принадлежности к типу «структуры палочка» («пальмового дерева»), которые формируются в условиях транспрессии (сдвига со сжатием) (рис. 4, Б). При этом на отдельных участках зоны и в некоторые моменты ее эволюции режим транспрессии сменяется этапами транстенсии, что подтверждается характером размещения палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов, даек и мелких интрузий. Нужно отметить, что ландшафтно-морфоструктурный анализ позволил установить сходный режим развития зоны и в новейшее время [11].

В целом Койкарско-Сегозерская зона представляет собой долгоживущую зону сдвиговых деформаций, которая заложилась на рубеже архея и протерозоя и характеризовалась на ранних этапах левосдвиговыми перемещениями (конец ребольского цикла), а в дальнейшем испытала кинематическую инверсию, трансформировавшись в правый сдвиг (свекофеннский цикл). Наряду со сменой знака сдвиговых перемещений Койкарско-Сегозерской зоне свойственна периодическая смена режимов транстенсии (раннекарельское время) и транспрессии (ребольский и свекофеннский циклы, новейшее время). Можно предположить, что зона, аналогичная Койкарско-Сегозерской по типу тектонической структуры, протягивается и вдоль восточного крыла Северо-Онежской мульды (рис. 1).

Кумсинская зона складчато-сдвиговых деформаций. Кумсинская зона субширотного простирания в кинематическом отношении сопряжена с Койкарской зоной, которая подрезает и смещает пер-

вую в соответствии с правым сдвигом (рис. 5). Зона имеет общий синклинальный облик, осложненный дополнительной складчатостью, к восток—юго-востоку плавно сливается со складчатыми структурами северо-восточного крыла Онежской мульды, частично исчезая под водами Повенецкого залива. В современной структуре обособлено центральное антиклинальное поднятие, сложенное сумийско-сариолийскими породами и цепочками небольших гранитных куполов и обрамленное краевыми синклиналиями, выполненными отложениями ятулия и имеющими диагонально-кулисное расположение относительно оси структуры [14, 17, 23].

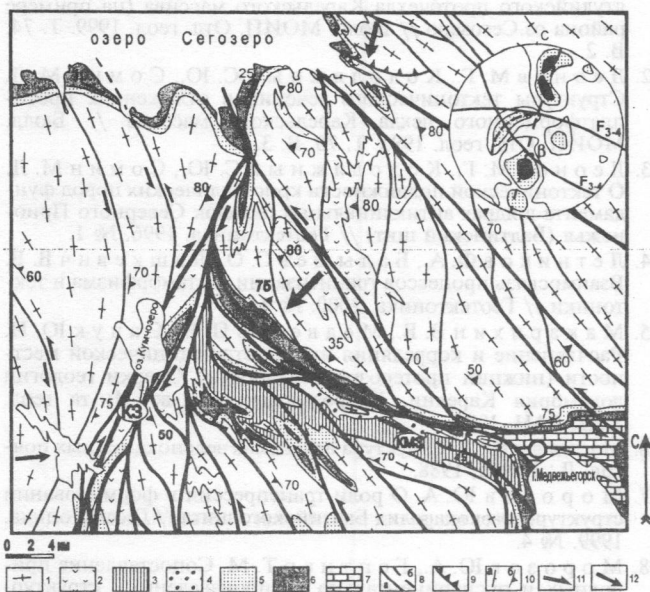


Рис. 5. Структурно-геологическая схема Кумсинской зоны деформаций и ее обрамления (составлена С.Ю. Колодяжным с использованием материалов [14,17]): 1, 2 — архейские комплексы: 1 — гнейсограниты, 2 — зеленокаменные комплексы; 3 — 7 — нижнепротерозойские комплексы: 3 — сумий (андезитобазальты), 4 — сариолий (конгломераты); 5, 6 — нижний ятулий: 5 — терригенные отложения, 6 — вулканогенно-осадочные образования; 7 — верхний ятулий (терригенно-карбонатные отложения); 8, 9 — разрывные нарушения: 8 — сдвиги и взбросо-сдвиги; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б); 11 — направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа; 12 — направления локального сжатия; КМЗ — Кумсинская зона; КЗ — Койкарская зона. В верхнем правом углу — стереограмма проекций полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород (141 замер). Изолинии 1, 4, 8 %; F_{3-4} — осевые плоскости складок третьей и четвертой генераций, β — ось складчатости

Вдоль северного крутого борта структуры протягивается широкая зона интенсивного расщепления и динамометаморфизма. Фиксируются субконформные сдвиги и сдвиго-надвиги, пронизывающие все отложения. Анализ складчатости свидетельствует о наличии двух систем складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур, которые, вероятно, являются субсинхронными (рис. 5, стереограмма). Дополнительные складки образуют кулисные эшелоны с левосторонним размещением. Выявленные структурные парагенезы весьма типичны для зон сдвиговых деформаций, однако отмечены и особенности. Во-первых, в пределах Кумсинской структуры пре-

обладает субвертикальная ориентировка линейности растяжения. Во-вторых, широко развиты куполообразные структуры вертикального выжимания [23], часто отмечаются продольные взбросы и надвиги (со сдвиговой составляющей) южной вергентности. В-третьих, сопряженные сдвиги левой и правой кинематики в результате интенсивных деформаций приведены к одной плоскости. Южный борт Кумсинской структуры также пересечен левосдвиговыми зонами северо-западного простирания. Они рассекают тело расположенного южнее Уницкого купола и проникают в палеопротерозойские комплексы Северо-Онежской мульды. В пределах собственно Кумсинской зоны сдвиги испытывают преломление и приспосабливаются к ее продольному плану. Аналогичные соотношения отмечены и в районе сочленения Кумсинской и Койкарско-Сегозерской зон. Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, возникающая преимущественно в условиях чистого сдвига между сближающимися пластичными массивами Медвежьегорского (север) и Уницкого (юг) куполов. В целом же сегмент, включающий данные купола и Кумсинскую зону, является областью интенсивного тектонического нагнетания горных масс.

Радиоизотопные данные, полученные В.И. Виноградовым и С.Ю. Колодяжным по образцам blastsокатаклизированных гранитов ядра одного из небольших куполов Кумсинской зоны в районе г. Медвежьегорска, соответствуют следующим датировкам: К-Аг — 1830 ± 10 млн. лет; Rb-Sr (по монофракциям полевого шпата и биотита из тех же проб) — 1670 ± 60 млн. лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,777 \pm 0,01$. Анализ валовых проб биотит-полевошпатовых blastsомилонитов дал расчетный Rb-Sr возраст 1270 ± 50 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7544 \pm 0,0002$). Анализ фациальных особенностей сариолийских грубообломочных отложений, представленных в обрамлении куполов микститоподобными разностями, а на удалении от них перемытыми конгломератами, подтверждает начальные этапы становления этих структур еще в сариолийское время, что также свойственно и купольно-сдвиговым формам Койкарско-Сегозерской зоны (рис. 6). Длительный период формирования, связанного с латеральным нагнетанием и вертикальным воз-

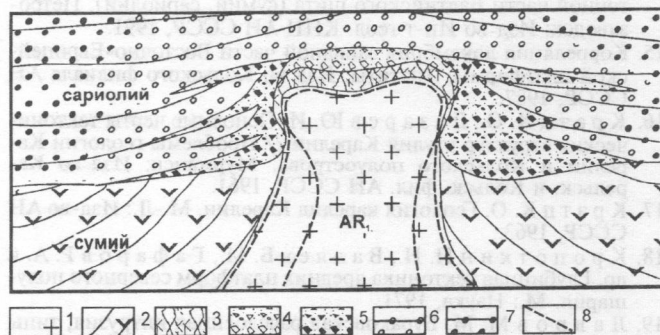


Рис. 6. Упрощенная схема строения куполообразных структур обрамления Северо-Онежской мульды: 1 — гнейсограниты AR_1 ; 2 — андезитобазальты сумия; 3 — кора физического выветривания; 4 — 7 — сариолий: 4 — элювиально-делювиальные брекчии, 5 — микститоподобные конгломерато-брекчии; 6 — 7 — гранитные (6) и полимиктовые (7) конгломераты; 8 — разрывные нарушения

дыманием пород фундамента, можно предположить и для Уницкого купола, образующего кристаллический «форланд» на северо-западном фронте Онежской мульды. Ряд данных дает представление о росте куполообразных структур в регионе и на новейшем этапе [11, 23]. Из сказанного следует, что зоны тектонического нагнетания (куполообразных структур и зон сплюсывания) и сопряженные с ними синклиналильные впадины находятся в парагенетическом единстве и составляют динамопару.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993.
2. Афанасьева Е. Н. Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997.
3. Афанасьева Е. Н. Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1990.
4. Биргер Б. И. Модулированные термоконвективные волны в литосфере Земли // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2.
5. Бондаренко П. М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991.
6. Виноградов В. И., Буякайте М. И., Колодяжный С. Ю. и др. Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 6.
7. Войтович В. С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1.
8. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967.
9. Колодяжный С. Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6.
10. Колодяжный С. Ю. Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2.
11. Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С., Леонов М. Г., Орлов С. Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2.
12. Копелиович А. В., Симанович И. М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966.
13. Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Гостехиздат, 1960.
14. Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сарилий). Петрозаводск: Изд-во Ин-т геол. КНЦ АН СССР, 1991.
15. Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987.
16. Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Изд-во Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961.
17. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
18. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971.
19. Лавров М. М. Бураковская расслоенная интрузия, типы платиноидной минерализации // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России (мат. регионального симпозиума). Петрозаводск: КНЦ, 1995.
20. Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001.
21. Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Петрова В. В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз.Сезозеро // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. В. 2.
22. Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М. Л. Структуры тектонического течения в отложениях прото-платформенного чехла Карельского массива // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. В. 3.
23. Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М. Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1.
24. Летников Ф. А., Балышев С. О., Лашкевич В. В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1.
25. Макарихин В. В., Медведев П. В., Сацук Ю. И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд-во Ин-та геол. КНЦ РАН, 1995.
26. Милер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988.
27. Морозов Ю. А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4.
28. Морозов Ю. А., Гептнер Т. М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансензии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997.
29. Негруца В. З., Полеховский Ю. С. Заонежско-суясарская глобальная перестройка докембрийской системы кора — мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотпно-геохронологическое обоснование. СПб: Изд-во ИГГД РАН, 1995.
30. Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975.
31. Новикова А. С., Чахмахчев В. Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сезозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4.
32. Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1995.
33. Полеховский Ю. С., Тарасова М. П., Нестеров А. Р. Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Тез. докл. Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1995.
34. Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1987.
35. Радцветаев Л. М. Сдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997.
36. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981.
37. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
38. Светова А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979.
39. Соколов В. А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5.
40. Сыстра Ю. И. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991.

41. Тевелев А. В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Автореферат дис. ... док-ра геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2002.
42. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978.
43. Трофимов Н. Н. Механизм формирования стратиформного золотоплатино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Ин-та геол. Карельск. НЦ РАН, 1995.
44. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволокоской габбро-долеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1995.
45. Турченко С. И., Семенов В. С., Амелин Ю. В. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. НЦ РАН, 1992.
46. Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.
47. Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
48. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995.
49. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988.
50. Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4.
51. Хейсканен К. И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция). Автореферат дис. ... док-ра геол.-мин. наук. СПб-Петрозаводск: Изд-во Карельск. НЦ РАН, 1996.
52. Чайкин В. Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999.
53. Чирч Б. Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры в Югославии // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: ВАЛГУС, 1975.
54. Шарков Е. В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2.
55. Шарков Е. В., Богатиков О. А., Красивская И. С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2.
56. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л.: Госгеолгиздат, 1948.
57. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973.
58. Alvarez Ph., Maurin J. C. Evolution du bassin Proterozoique superieur du Comba // Precambrian Res. 1991. V. 50. № 1/2.
59. Holst B. T., Foote G. R. Joint orientation in Devonian rocks in the northern portion of the lower peninsula of Michigan // Geol. Soc. Amer. Bull. P. I. V. 92.
60. Mörner N.-A. The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29.
61. Trifonov V. G., Karakhanian A. S., Ivanova T. P. Activ faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Viddle East and Lesser Caucasus // Second Intern. Symp. of the geology of the Eastern Mediterranean region. Prog. and Abstr. Iarusalem, 1995.

Геологический институт РАН
Рецензент — В.М. Моралев

УДК 55 (470—924.8 + 470. 55/58)

К.А. МАВРИН, В.М. МУХИН, В.П. ТВЕРДОХЛЕБОВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА

Рассмотрена последовательность геологических событий, сформировавших геоструктурную обстановку в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. С новых позиций даны характеристики формационных рядов Предуральского краевого прогиба и миогеосинклинальной области западного склона Южного Урала. Приведены схемы поэтапного развития этих геоструктурных элементов в рамках геосинклинальной модели.

В зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и герцинской складчатой системы Южного Урала отчетливо выделяются части двух крупных структурных элементов: Предуральского краевого прогиба и миогеосинклинальной области западного склона Южного Урала, история геологического развития которых тесно взаимосвязана.

Приуроченность территории к зоне сочленения крупных и долгоживущих элементов земной коры обусловила большой интерес исследователей к данному региону и породила разнообразие взглядов на происхождение и развитие. Исходя из анализа обширных геолого-геофизических материа-

лов и представлений многих исследователей, использующих в своих выводах концепции геосинклинальной и плитной тектоники, а также собственных многолетних полевых исследований, можно с уверенностью сказать, что становление земной коры в Южном Предуралье от ранних стадий формирования до настоящего времени связано с глубокими структурными перестройками.

Проблемы формирования древней континентальной коры решаются по-разному с геосинклинальной позиции, позиций тектоники плит и плюм-тектоники. Однако очевидно, что в конце раннего протерозоя Восточно-Европейский кратон входил в состав суперконтинента Пангеи.