

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 транстенсией, 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 геоисторических элементов Балтийского щита. Он сложен гранитогнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами (саамским и лопийским) архейского фундамента, которые с угловым несогласием и разрывом 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 осепролонгированного 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 Ладожская 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 синклинальных 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 развивавшийся 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 (янгосерская, 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 силами; верхний — онежский (туломозерская свита; мощность 150—500 м) — представлен пестро- и красноватыми доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами. Породы расчленены габбро-долеритовыми силами. 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-

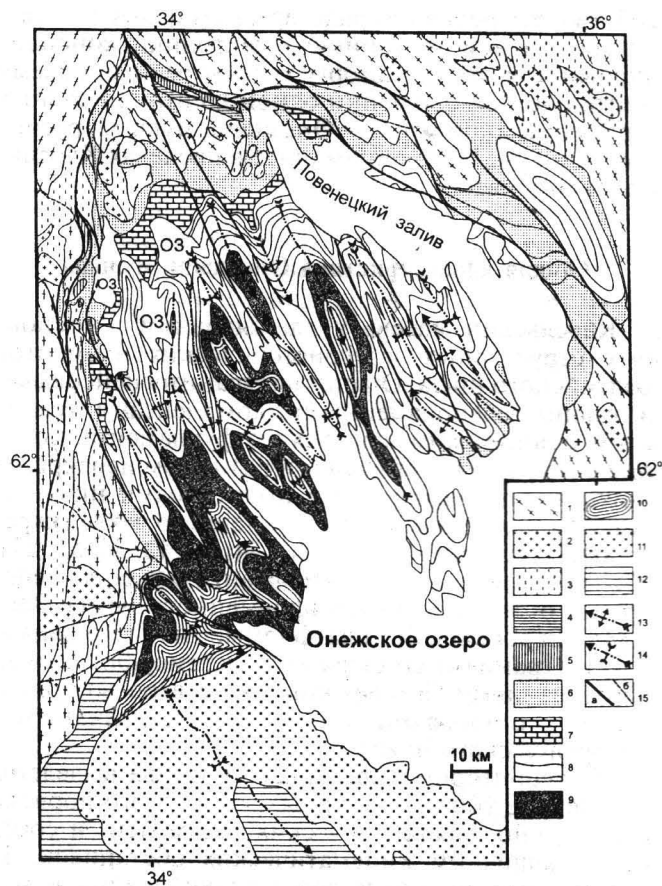


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Онежской мульды (по данным [7, 31, 40], фондовых материалов и личных наблюдений): 1—3 — архейские комплексы: 1 — гнейсограниты, 2 — плагиомикроклиновые граниты, 3 — образования гранит-зеленокаменных поясов; 4—11 — раннепротерозойские проточехольные комплексы: 4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

ийские (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 капелл 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-Святонаволоцкая 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, туффигов, туфоконгломератов и первично глинистых сланцев. Описаны также вулканические некки и интрузии ультраосновного состава. Вулканы суйсарской свиты известны в южной части мульды и выходят в ядрах небольших синклинальных 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 субаэральный базальтовый вулканизм, ас-

социирующий с континентальными осадочными формациями, имел преимущественно субшелочной 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 суйсарии, смена составов от толеитовых базальтов к щелочным и появление коматитовых 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].

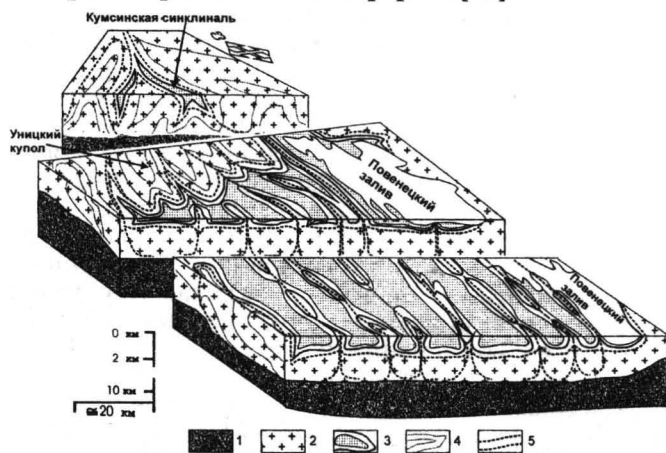


Рис. 2. Схематизированная блок-диаграмма Северо-Онежского региона: 1 — «гранулит-базитовый» слой; 2 — «гранитогайсовый» слой на вертикальных и горизонтальных срезах; 3 — различные горизонты нижнепротерозойского протоплатформенного чехла; 4 — структурные линии в «гранитогайсовом» слое; 5 — основные разрывы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

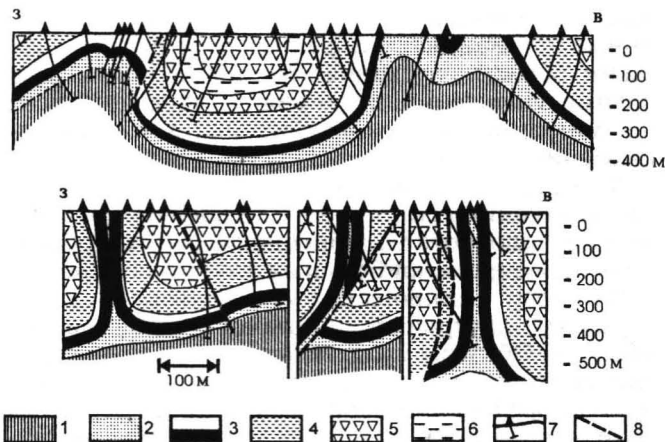


Рис. 3. Схематизированные поперечные профили через псевдо-диапировые антиклинальные структуры Северо-Онежской мульды (по данным отчета Центрально-Карельской экспедиции..., 1991): 1—3 — вулканогенно-терригенно-карбонатная толща туломозерской свиты: 1 — нижняя, 2 — средняя, 3 — верхняя подсвиты; 4 — терригенные 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 расщеплением, кливажем, катаклазом 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,

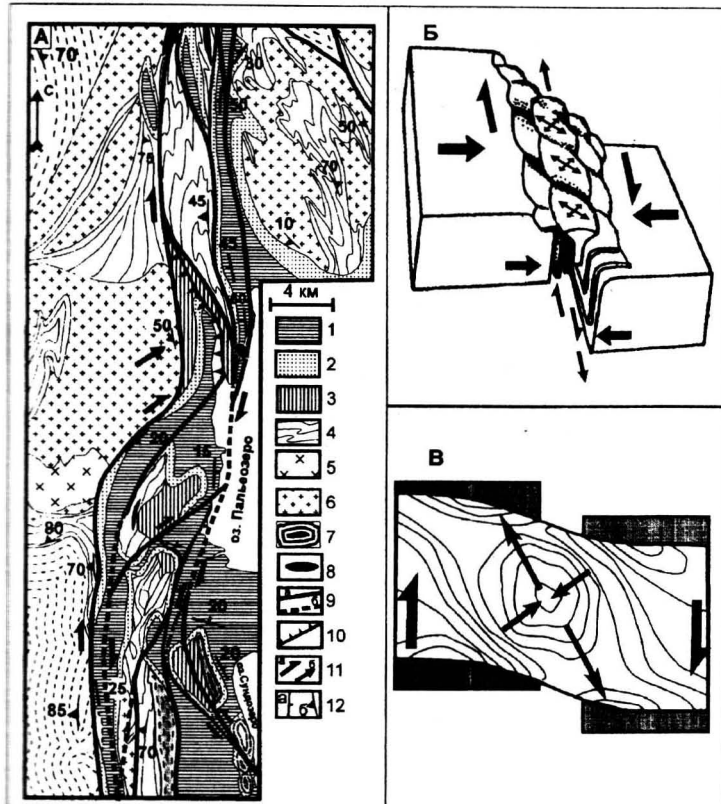


Рис. 4. Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций: А. Структурно-геологическая схема (составлена с использованием материалов ПГО «Севзапгеология» и [7, 9, 40]). 1, 2 — ятулий: 1 — вулканогенно-осадочные, 2 — терригенные породы; 3 — сумий и сариолий (андезитобазальты и конгломераты); 4—6 — лопий: 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 субгизометрические 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 происходят 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 синклинальное 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 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 простирания 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 синклинальными 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 субслоинное 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 расщепления 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 разрывом 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 синтактонических 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 линеаризации [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),  $2710 \pm 70$  млн. лет; 2) бластомилониты и бластокатаклазиты (пластическая и хрупко-пластическая деформации) соответственно  $2010 \pm 80$  и  $1870 \pm 90$  млн. лет; 3) тектониты хрупкого разрушения (не датированы).

Особенности морфоструктуры зоны, ее тектонического стиля и эволюции свидетельствуют о принадлежности к типу «структуры цветка» («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-сариилийскими породами и цепочками небольших гранитных куполов и обрамленное краевыми синклиналями, выполненными отложениями ятулия и имеющими диагонально-кулисное расположение относительно оси структуры [14, 17, 23].

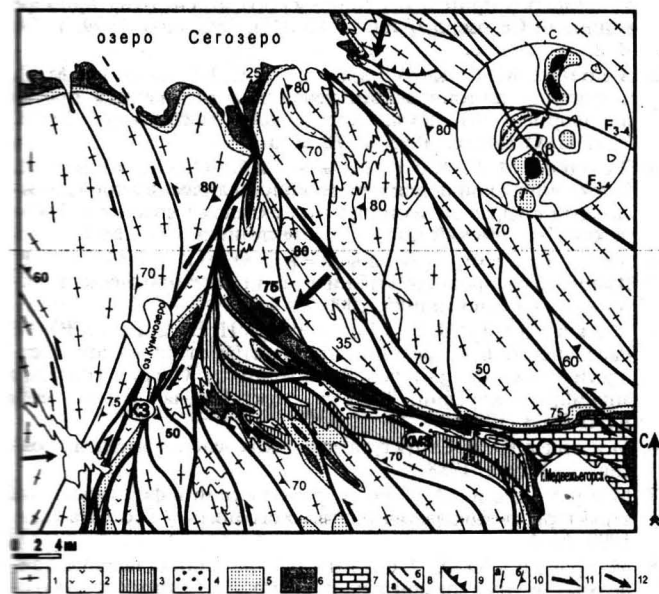


Рис. 5. Структурно-геологическая схема Кумсинской зоны деформаций и ее обрамления (составлена С.Ю. Колодяжным с использованием материалов [14,17]): 1, 2 — архейские комплексы: 1 — гнейсограниты, 2 — зеленокаменные комплексы; 3 — 7 — нижнепротерозойские комплексы: 3 — сумий (андезитобазальты), 4 — сариилий (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 — достоверные, 6 — предполагаемые, 9 — взбросо-надвиги; 10 — элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б); 11 — направления сдвиговых перемещений свекофенского 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,  $\beta$  — ось складчатости

Вдоль северного крутого борта структуры протягивается широкая зона интенсивного расслабления 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, возникшая преимущественно в условиях чистого сдвига между сближающимися пластичными массами Медвежьего (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 бластокатаклизированных гранитов ядра одного из небольших куполов Кумсинской зоны в районе г.Медвежьего, соответствуют следующим датировкам: K-Ar —  $1830 \pm 10$  млн. лет; Rb-Sr (по монофракциям полевого шпата и биотита из тех же проб) —  $1670 \pm 60$  млн. лет при начальном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,777 \pm 0,01$ . Анализ валовых проб биотит-полевошпатовых бластомилонитов дал расчетный Rb-Sr возраст  $1270 \pm 50$  млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7544 \pm 0,0002$ ). Анализ фациальных особенностей сариилийских грубообломочных отложений, представленных в обрамлении куполов микситоподобными разностями, а на удалении от них перемытыми конгломератами, подтверждает начальные этапы становления этих структур еще в сариилийское время, что также свойственно и купольно-сдвиговым формам Койкарско-Сегозерской зоны (рис. 6). Длительный период формирования, связанного с латеральным нагнетанием и вертикальным воз-

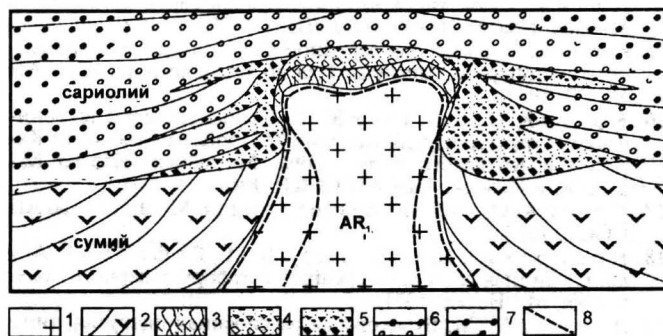


Рис. 6. Упрощенная схема строения куполообразных структур обрамления Северо-Онежской мульды: 1 — гнейсограниты AR<sub>1</sub>; 2 — андезитобазальты сумия; 3 — кора физического выветривания; 4 — 7 — сариилий: 4 — элювиально-делювиальные брекчии, 5 — микситоподобные конгломерато-брекчии; 6 — 7 — гранитные (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 сплющивания) и сопряженные с ними синклинальные впадины находятся в парагенетическом единстве и составляют динамопару.

Изложенные материалы отражают особенности геологического строения и тектоники Онежской мульды. Для построения геодинамической модели, отражающей длительный период развития рассматриваемого тектонического прогиба, необходимы геофизические данные о глубинном строении территории и сведения о неотектонике региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64281), Научной школы (проект № 00-15-98531), проекта 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых № 303.

## 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 иотийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966.
13. Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
14. Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолит). 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.Сегозеро // 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. Миллер 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 транстенсии // 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 ИГТД 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-Сегозерской 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. Благороднометалльная 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. Расцветаев 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. КНЦ 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. Чрич 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.: Госгеолиздат, 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. Möner 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. Active 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.