

УДК 551.243 (571.1)

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ В ОСАДКАХ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ

© 2010 г. С. Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 29.01.2009 г.

Среднерусская зона дислокаций представляет собой крупную внутриплитную структуру Восточно-Европейской платформы, которая прослеживается на протяжении более 1100 км от Предтимианского прогиба до Оршанской впадины. Эта глубинная долгоживущая структура формировалась на фоне меняющихся геодинамических обстановок: 1) коллизионные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (поздний рифей – ранний венд); 3) внутриплатформенный тектогенез с формированием горстовидных поднятий в пределах зоны на фоне общего прогибания (поздний венд – ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой–кайнозой). В заключительный киммерийско-альпийский этап эволюции Среднерусская зона развивалась в качестве левосдвиговой транспрессионной структуры, в пределах которой проявлялись объемные диссипативно-сдвиговые деформации, обуславливающие общее горизонтальное перемещение осадков фанерозойского чехла. Дислокации проявлялись в виде двух динамически сопряженных структурных форм – зон рассредоточенных сдвиговых перемещений и структур субслоистого тектонического течения. Особенности динамического проявления Среднерусской и сопряженной с ней Беломорско-Двинской зон, образующих единую дугообразную в плане структуру, позволяют выделить крупную систему внутриплитного горизонтального перемещения – Двинско-Сухонский плито-поток с перемещением геомасс в ЮВ направлении. В работе рассмотрены особенности тектоники Среднерусской зоны дислокаций и подробно охарактеризованы структурно-кинематические парагенезы, развитые в осадках фанерозойского чехла.

ВЕДЕНИЕ

В плейтектонических реконструкциях литосферные плиты рассматриваются в качестве моноклитных структур, испытывающих значительные латеральные перемещения без существенных преобразований внутренней инфраструктуры. В соответствии с этим активные границы тектонических плит (коллизионные пояса, зоны спрединга и др.) принимаются в качестве главных источников и аттракторов тектонических процессов и, естественно, именно они привлекают основное внимание исследователей. Однако практика показывает, что крупнейшие месторождения углеводородов, полиметаллов, алмазов и многих других востребованных настоящим временем ресурсов локализованы во внутриплитных областях. Может быть, именно поэтому существует разрыв между практикой и теорией в современной геотектонике, когда прикладная геология развивается на основе иных интересов и понятий, нежели тех, что господствуют в теоретической базе новой глобальной геотектоники.

В последнее время все больше появляется данных, отражающих внутреннюю объемную подвижность литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. При этом на основе различных методов исследований было показано, что преобладающей формой внутриплитного тектогенеза являются горизонтальные пере-

мещения в пределах различных слоев тектонически расслоенной земной коры и верхней мантии [9, 11–13, 15–18, 25]. Эти данные не противоречат глобальной концепции геодинамики плит, а существенно ее дополняют, придавая ей характер тектоники объемного течения. В новой парадигме (объемная подвижность литосферных плит) появились и практические разработки, связанные, в частности, с развитием представлений о формировании месторождений углеводородов в кристаллических комплексах в связи с их объемной деформацией [15]. Таким образом, изучение внутриплитных структур, связанных с горизонтальными перемещениями, имеет огромное научно-прикладное значение.

Восточно-Европейская платформа или субплита (ВЭП) является одним из важнейших объектов исследований внутриплитной тектоники. Материалы по анализу полей напряжений и сейсмичности, структурные и общетектонические построения легли в основу представлений о существенных деформациях этой плиты в связи с ее горизонтальными перемещениями и взаимодействием со смежными подвижными поясами и плитами [12, 14, 17, 18, 25]. В настоящее время остается много проблем, касающихся анализа характера перемещения ВЭП (как моноклитной или построенной из мозаики блоков субплиты), изучения внутриплитных структурных ансамблей,

связанных с горизонтальным перемещением, а также выявления механизмов передачи напряжений от активных границ плиты на многие сотни километров, что вызывает немало вопросов.

Новые структурно-кинематические данные позволяют пролить свет на некоторые из поставленных выше проблем. Исследования в СВ части ВЕП, включая ЮВ часть Балтийского щита и прилегающую обширную область развития платформенного чехла, позволили выявить весьма сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и “сквозной” по отношению к системе фундамент–чехол характер развития [9, 11]. Было отмечено, что тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в конце палеопротерозоя, на плитной стадии развития ВЕП испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур, наблюдаемых в обнажениях.

В этой статье рассматриваются особенности тектоники фанерозойского чехла СВ сегмента Среднерусской зоны дислокаций, представляющей собой одну из главных структур ВЕП. Обнаружение в палеозойских и мезозойских осадках этой зоны деформационных структур, проявленных на большом удалении от активных границ плиты, представляет собой феномен, изучение которого имеет большое значение для внутриплитной тектоники.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Общая методика структурно-кинематического анализа, использованного при исследованиях, рассмотрена в [10]. Однако при изучении структур платформенного чехла появляется некоторая специфика, связанная с физическими свойствами пород, термодинамическим режимом деформаций и относительно слабой интенсивностью проявления последних. Нередко приходится иметь дело со слабо выраженными структурами, которые находятся на начальных стадиях формирования. С одной стороны, приповерхностные условия проявления деформаций способствуют преимущественно хрупкому разрушению пород, с другой – неравномерные процессы постседиментационного преобразования осадков приводят к формированию слоистых и более сложных геологически контрастных сред, образованных породами с различной вязкостью.

Сочетание в стратиграфическом разрезе пластичных глин, слабо сцементированных песков и высококомпетентных пород (доломиты, песчаники и др.) приводит к ситуации, когда в едином

поле напряжений одновременно формируются структуры пластического и гранулированного течения, хрупкого разрушения и макроблокового скольжения. Это способствует эффектам перераспределения деформаций, когда релаксация напряжений происходит преимущественно в пластичном слое, а в смежных вязких слоях деформация либо отсутствует, либо проявляется в формировании структур иной ориентировки и совершенно другого типа. Явления рефракции на границе слоев с разной компетентностью обуславливают изменения в пространственной позиции плоскостных структур. Например, во многих случаях отмечались резкие изменения углов падения нарушений, которые в пластичных слоях представлены сдвиго-надвигами, но, проникая в компетентные слои, трансформируются в сдвиги и взбросы. Характерно сложное сочетание крутопадающих сдвиговых структур в вязких слоях с зонами субслоного срыва и течения в смежных пластичных прослоях. Эти особенности приводят к появлению дисгармонии и ложных структурных несогласий между горизонтами с различными геологическими свойствами, а также к ложному впечатлению о полифазности деформаций, вытекающей из многообразия структур пластического и хрупкого деформирования, в реальности образующих единое динамическое сообщество – парагенез. Кинематический анализ требует учитывать эти факторы.

В процессе исследований использовались методы дистанционного изучения структур на основе дешифрирования цифровых карт рельефа (спутниковая альтиметрия) и аэро-космоснимков. Из множества выявленных линеаментов выбирались системы нарушений, имеющих связь с выраженными в стратозоигипсах структурами чехла и фундамента, а также проявленными в конфигурации гравитационных и магнитных полей. Предварительная кинематическая идентификация нарушений проводилась на основе анализа структурных рисунков и особенностей плановой конфигурации структур (по методике [1, 12, 19, 20]). Результаты дистанционного анализа уточнялись на основе полевых исследований.

По результатам полевых работ для каждой точки наблюдений строились обобщающие диаграммы, отражающие пространственные сочетания структур, среди которых выявлялись кинематически согласованные сообщества, образующие единый парагенез. Весьма информативными являлись системы трещин, составляющие зоны сдвиговых деформаций.¹ Обычно удается выявить

¹ В данном случае термин “зона сдвигов деформации” имеет механофизический смысл и противопоставляется термину “зона сдвиговых дислокаций” в геологическом смысле (сокращенно – “зона сдвига”), который предлагается использовать по отношению к крутопадающим зонам складчато-разрывных деформаций, связанных с горизонтальными перемещениями по простиранию нарушения (по [10]).

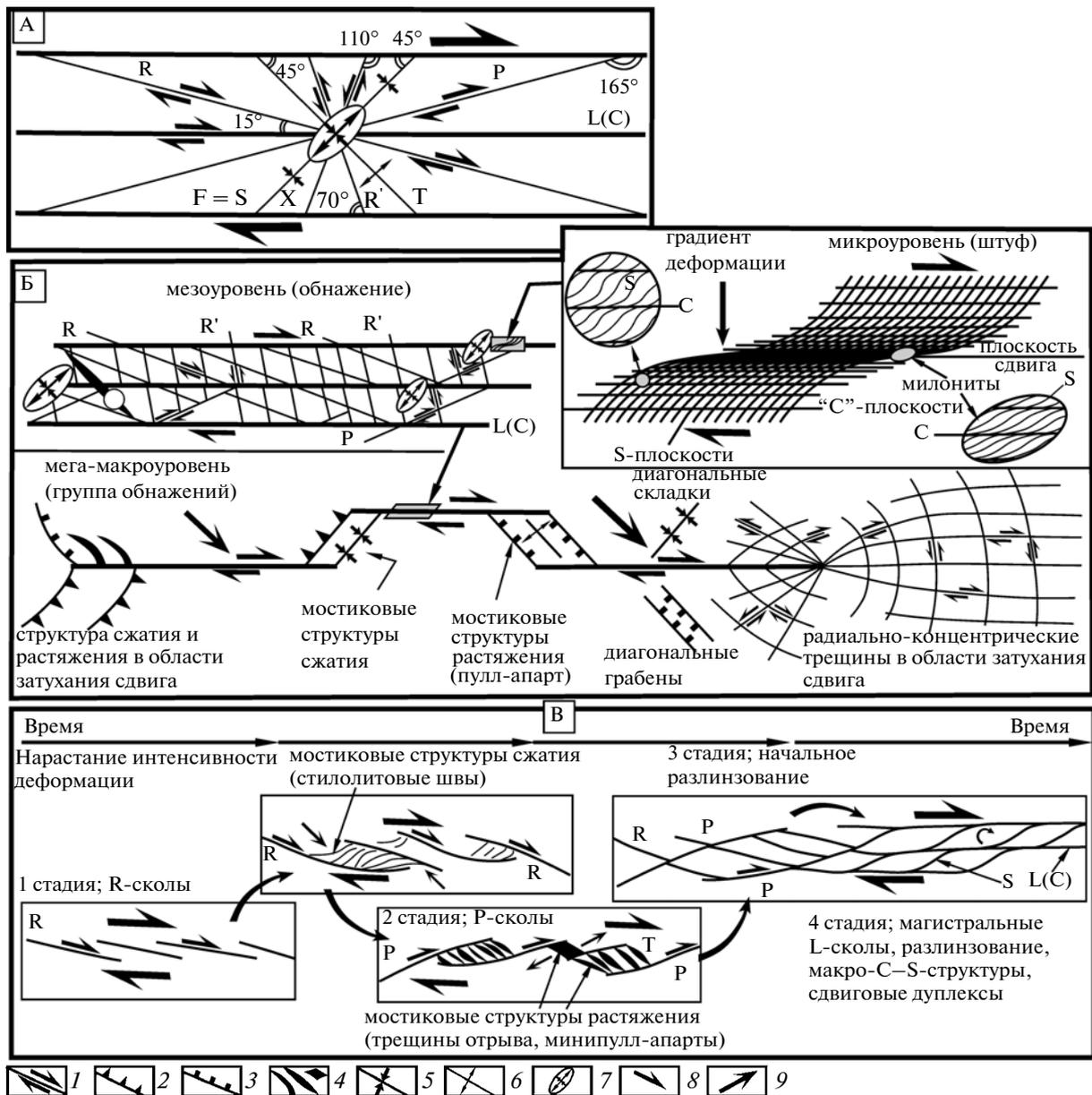


Рис. 1. Схемы, поясняющие принципы кинематической интерпретации структурных парагенезов в зонах сдвиговых деформаций. А – классификационная схема “сколов Риделя” [10, 13]; Б – пространственные соотношения сопряженных структур для различных сегментов и масштабных уровней проявления сдвиговых зон; В – последовательное развитие структур в зоне сдвига при прогрессивной деформации (с использованием данных [31])

1 – сдвиги; 2 – взбросы и надвиги; 3 – сбросы; 4 – отрывы; 5, 6 – структуры сжатия (5) и растяжения (6); 7 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации; 8, 9 – направления сдвиговых (8) и тангенциальных перемещений (9). Буквы на схеме: L, С – главные магистральные сдвиги; R, P – вторичные (оперяющие) синтетические сдвиги и сколы; R', X – вторичные антитетические сдвиги; T – структуры растяжения (отрывы); F, S – структуры сжатия (складки (F), сланцеватость (S) и др.)

закономерные их сочетания в виде главных магистральных нарушений (L или С) и вторичных оперяющих трещин: синтетических (сколы Риделя R, P) и антитетических (R', X) сколов, трещин отрыва (Т) и структур сжатия (F, S) (рис. 1, А). Магистральные нарушения выявлялись на основании наблюдений за характером изменений (градиентом) деформаций: линейные зоны, по

отношению к которым происходит сгущение трещиноватости, как правило, соответствуют ориентировке этих структур.

Пространственная позиция дополнительных структур в различных сегментах главного сдвига меняется. На участках затухания сдвига эти нарушения образуют структурный рисунок типа “кон-

ский хвост” с закономерным сочетанием структур сжатия и растяжения, либо появляются радиально-концентрические системы трещин (см. рис. 1, Б, мега-макроуровень). Сегменты изгиба и кулисного надстраивания сдвигов сопровождаются появлением смыкающих мостиковых структур сжатия и растяжения, в частности, минипулл-апартов.

Наблюдения на мезо- и микроуровнях позволяют выявить структуры, сочетание которых отличается асимметрией, позволяющей определить кинематику нарушения. При интенсивных деформациях в зонах сдвига образуются милониты с асимметричными С–S-микроструктурами, для которых характерно сочетание S-образно изогнутой сланцеватости и плоскостей скольжения С (см. рис. 1, Б, мезо- и микроуровень).

На мезоуровне наблюдений бывает сложно определить кинематический тип вторичных сколов при отсутствии явных смещений и некоторых компонентов парагенеза. В этом случае оказывается полезным то, что приповерхностные нарушения чехла развиты неравномерно и позволяют наблюдать участки их зачаточного развития, а также прогрессивного перехода в зоны интенсивных дислокаций. Согласно экспериментальным данным [31], при развитии сдвиговых деформаций во времени системы трещин формируются в закономерной последовательности: 1) синтетические сколы R и сочленяющие их мостиковые структуры сжатия; 2) синтетические сколы P и сопровождающие их перемычки в виде “мостиков” растяжения; 3) начальное разлинзование, как результат пересечения сколов R и P; 4) магистральные L сколы, которые при дальнейшем прогрессивном развитии деформаций контролируют проявления асимметричного разлинзования, мезо- и микро-С–S-структур, а также явления, связанные с вращением линейно-плоскостных элементов структуры к плоскости сдвига (см. рис. 1, В). В итоге формируется полно развитая зона сдвиговых деформаций с закономерной асимметрией строения, позволяющей оценить характер смещений. Таким образом, типоморфным признаком вторичных сколов являются структурные соотношения, отражающие последовательность их формирования.

Реальные наблюдения подтверждают экспериментальные данные. Зоны сдвиговых деформаций обычно развиваются в виде пунктирно расположенных сегментов с последовательным наращиванием каждого из них по простиранию вплоть до их слияния в единое нарушение. В областях затухания отдельных отрезков нарушения нередко удается обнаружить и идентифицировать ряды вторичных сколов в их первичной последовательности развития. Также по мере удаления от центральной части зон сдвиговых деформаций в

области их динамического влияния и постепенного угасания, часто отмечаются системы вторичных трещин начальных стадий формирования сдвига. Другими словами, стадийность развития сдвигов находит отражение не только во времени, но и в интенсивности проявления деформаций. Таким образом, на основе площадных наблюдений за характером развития и асимметрией размещения вторичных трещин проводится их кинематическая идентификация.

Морфология поверхностей зеркал скольжения также является важным кинематическим индикатором [12, 24, 30]. Однако в процессе исследований была отмечена плохая сохранность этих структур в результате проявления кинематических инверсий вдоль сместителей. Обычно наблюдались несколько полого ориентированных систем штрихов скольжения, свидетельствующих о сдвиговых перемещениях, но морфология ступеней и других кинематических индикаторов на поверхности зеркал нередко были сильно искажены в результате наложения структур, связанных с кинематически различными этапами сдвиговых смещений. Поэтому данный, весьма чувствительный к тектоническим подвижкам, метод исследований использовался как дополняющий элемент по отношению к критериям, основанным на признаках асимметрии сдвиговых зон (см. выше), отражающих наиболее значимые кинематические события. При изучении кинематики отдельных трещин и сдвиговых зон высокого порядка использовался комплексный подход, включающий в себя наблюдения за смещениями структурных реперов и изгибов плоскостных структур вдоль сместителей, морфологией С–S-структур и зеркал скольжения, а также за характером асимметрии строения зон дислокаций. Статистическая обработка данных проводилась с помощью структурных диаграмм, отражающих главные кинематические особенности отдельных сегментов зон дислокаций.

Итогом дистанционных и полевых наблюдений являлись структурно-кинематические схемы, на основе которых проводились динамические построения.

Изучение структур в осадках чехла северных районов ВЕП, являвшихся областью четвертичного покровного оледенения, требует учитывать критерии идентификации тектонических структур и гляциодислокаций. Эти вопросы подробно рассматриваются в [13] и обсуждаются ниже при описании конкретных структур.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ

Среднерусская зона дислокаций представляет собой крупнейшую трансплатформенную струк-

туру, которая прослеживается на протяжении более 1100 км от Предтимианского прогиба на юго-запад в бассейн р. Сухона до Рыбинского водохранилища и далее к верховьям р. Волги до Оршанской впадины (рис. 2, А). На различных глубинных уровнях корового слоя ширина и очертания зоны существенно варьируют. В кристаллическом фундаменте ей соответствует отчетливо выраженный в гравитационно-магнитных аномалиях широкий (200–250 км) пояс, который рассматривается в качестве коллизионной структуры, сформировавшейся в конце палеопротерозоя [5, 8, 21, 22]. Континентальная кора здесь относительно утонена (34–38 км – в пределах зоны; 38–44 км – в смежных блоках) за счет постколлизионного частичного редуцирования верхнего гранито-гнейсового слоя и характеризуется наличием высокоскоростных ($V_p > 7.2$ км/с) объемов (коромантийная смесь) в основании нижней коры [5].

На уровне поверхности кристаллического фундамента очертания зоны определяются системой грабенов, выполненных терригенными континентальными отложениями верхнего рифея и нижнего венда и составляющих в целом сложно построенный Среднерусский авлакоген [3, 28] (см. рис. 2, А). Отдельные рифейские грабены кулисообразно надстраивают друг друга, испытывают смещения по поперечным разломам и в целом составляют два главных трога, разделенных выступом фундамента. По направлению с ЮЗ на СВ ширина этих трогов уменьшается при одновременном их сближении и слиянии в единую грабенообразную структуру в районе г. Котласа. При этом уровень тектонического врезания трогов увеличивается в том же направлении и, если в юго-западной части авлакогена глубина залегания фундамента в основании грабенов составляет 1200–1500 м, то в районе г. Котласа она достигает 5000–6000 м [28]. В основании рифейских грабенов породы фундамента подвержены деструкции и катаклазу, что подтверждается результатами бурения и сейсмическими данными, показывающими снижение значений скоростей V_p в кристаллических комплексах [5, 28]. Северо-восточный сегмент Среднерусского авлакогена тектонически обособлен от юго-западного сегмента, что выражено в мощностях и особенностях строения стратиграфических разрезов рифея, а также в интенсивности дислокаций. На отрезке рифтовой системы от г. Вологда до г. Котлас ее сужение в плане сопровождается увеличением концентрированности деформаций и нарастанием амплитуд смещений (до 2000 м) по сбросам, ограничивающим грабены.

Отложения верхнего венда с глубоким размывом перекрывают и запечатывают рифейские структуры Среднерусского авлакогена. Поздненвендской трансгрессией начинается платформенный этап эволюции ВЕП, в процессе которого

происходит накопление осадочного чехла и формирование Московской синеклизы, отчасти унаследующей пространственную позицию палеопротерозойского Среднерусского пояса. Тектонический стиль платформенного чехла заметно отличается от тектоники нижних структурных этажей, хотя, в целом многие структуры плитного мегакомплекса имеют отраженный (унаследованный) характер развития по отношению к тектоническим элементам фундамента. В частности, это проявляется в том, что непосредственно над рифтовыми трогами Среднерусского авлакогена в осадках чехла развиты инверсионные валлообразные структуры.

Эта ситуация наиболее ярко выражена в СВ части Среднерусской зоны дислокаций, осевая часть которой маркируется Рыбинско-Сухонским мегавалом, венчающим северную ветвь Среднерусского авлакогена (см. рис. 2, Б). В его строении участвуют все горизонты плитного чехла, но амплитуда поднятия уменьшается вверх по разрезу от 1000–300 м (по подошве чехла) до 300–50 м (по различным стратиграфическим уровням, начиная от поверхности ордовика) [2]. Мегавал осложняется дополнительными складками и валами, являющиеся ловушками нефтегазовых скоплений, а также тектонические нарушения. Последние, согласно геофизическим данным, интерпретируются как взбросы с амплитудой смещений в нижних горизонтах чехла до 1000 м при постепенном ее снижении до первых сотен и десятков метров вверх по разрезу [2, 5]. Многие из этих нарушений унаследуют разломы фундамента, ограничивающие рифейские грабены Среднерусского авлакогена, являясь, таким образом, результатом инверсии рифтовых структур и трансформации древних сбросов во взбросовые структуры плитного этапа [2].

Согласно данным [2, 5], в строении осадочного чехла Московской синеклизы участвуют четыре комплекса: верхнебайкальский (верхний венд – нижний кембрий), каледонский (средний кембрий – нижний силур), герцинский (девон – нижний триас) и редуцированный киммерийско-альпийский (средняя юра – мел, неоген–квартер). Суммарная мощность плитных комплексов в пределах Среднерусской зоны достигает 2–3.5 км. Все они разделены поверхностями региональных несогласий и перерывов в осадконакоплении, сопоставляемых с этапами крупных тектонических перестроек. В строении каждого комплекса отмечаются признаки конседиментационного формирования локальных поднятий и прогибов, что находит отражение в существенных вариациях мощностей осадков и появлении локальных поверхностей размыва и перерыва в осадконакоплении.

Литостратиграфические данные указывают на то, что Рыбинско-Сухонский мегавал периодически

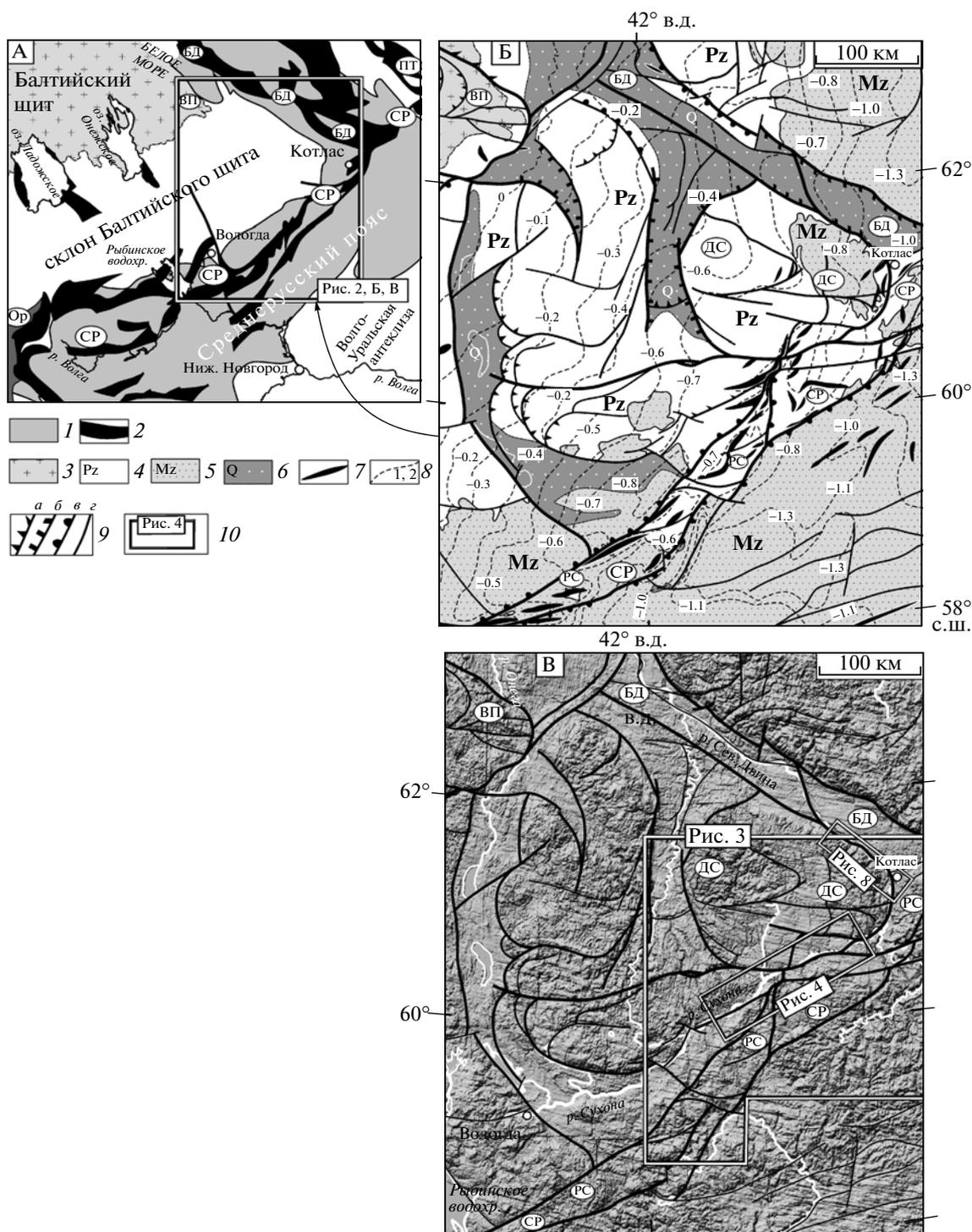


Рис. 2. Схема, показывающая позицию Среднерусского палеопротерозойского пояса и одноименной системы рифейских авлакогенов (составлено с использованием данных [3, 5, 7, 8, 21, 22, 28]) (А) – тектоническая схема строения фанерозойского чехла северо-восточной части ВЕП (составлено с использованием данных [5, 7, 26]) (Б) и (В) – схема дешифрирования цифровых карт рельефа и космоснимков для северо-восточной части ВЕП

На А. 1 – палеопротерозойский коллизионный пояс; 2 – рифейские авлакогены.

На Б. 3 – докембрийский фундамент; 4, 5 – осадки чехла: 4 – палеозойские, 5 – мезозойские; 6 – новейшие тектонические депрессии; 7 – валы и антиклинали; 8 – стратоизогипсы кровли верейского горизонта московского яруса (C_2); 9 – зоны дислокаций: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону опущенного крыла), г – прочие нарушения, в том числе сдвиги; 10 – участки детальных работ, показанные на соответствующих схемах.

Буквы на схеме. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – Ветреного Пояса; РС – Рыбинско-Сухонский мегавал; Ор – Оршанская впадина; ПТ – Предтиманский прогиб

ски развивался на фоне накопления осадков плитного мегакомплекса [2, 5, 23]. Наибольшей амплитуды (от 100 до 600–1000 м) вертикальные восходящие движения достигали в котлинскую–балтийскую фазы (поздний венд – ранний кембрий) [2, 23]. В этот период времени мегавал представлял собой систему горстобразных структур и располагался в области максимального прогиба, соответствующей приосевой части позднебайкальской Московской синеклизы. В каледонский этап развитие поднятия проходило в замедленном режиме, и оно было частично снивелировано накоплением толщ среднего кембрия – нижнего силура. Ярво выраженной активности восходящих движений не отмечалось и в герцинский этап. При этом в разрезах среднего и позднего палеозоя в пределах мегавала выражены локальные поверхности размыва и перерыва в осадконакоплении и, вместе с тем, имеются признаки наложения на область поднятия прогибов. В последних накапливались соленосные эвапоритовые (ранняя пермь, артинско-кунгурский век), озерно-аллювиальные красноцветные (поздняя пермь, позднеататское время) и молассоидные (ранний триас, индский век) отложения. Активная регенерация Рыбинско-Сухонского мегавала происходит в киммерийско-альпийский этап, когда амплитуда поднятий в его пределах достигала 100–200 м [2, 5]. В области поднятия отложения соответствующего комплекса в основном отсутствуют. В приосевой части мегавала сохранились лишь ледниковые и постледниковые четвертичные осадки, а вдоль его ЮВ борта местами развиты отложения средней юры – нижнего мела. В пределах Среднерусской зоны также были обнаружены признаки проявления мезозойских магматических событий, связанных, как предполагается в [27], со становлением крупного ареала алмазоносных пород кимберлитовой ассоциации.

Имеются признаки неотектонической активизации Рыбинско-Сухонского мегавала, что подчеркивается строением долины р. Сухона. К западу от поднятия в верховьях реки ее долина аккумулятивная и имеет пологие борты. В половодье течение реки здесь часто меняет свое направление на противоположное (в сторону от мегавала). В среднем и нижнем течении при пересечении р. Сухона с Рыбинско-Сухонским мегавалом ее долина становится эрозионной и активно врежется в осадки чехла, местами приобретая облик каньона с крутыми обрывами высотой до 80 м [4]. Признаком неотектонической активности мегавала является то, что его структура подчеркивается системой линеаментов, выраженных в современном рельефе и дешифрируемых на цифровых картах рельефа (см. рис. 2, В). Большинство этих линеаментов представлены нарушениями, которые, судя по стратоизогипсам различных горизонтов, прослеживаются в отложениях фанерозойского чехла, проникая в структуры рифейских грабенов и пород фундамента (см. рис. 2, А, Б).

Их неотектоническую мобильность и высокую проницаемость подтверждает факт широкого развития вдоль разрывных зон высокоминерализованных источников, воды которых дренируют соленосные горизонты чехла, а также аномальное поле гелия, содержание которого порой превышает 20×10^{-5} мг/л вдоль главных нарушений Среднерусской зоны дислокаций [5].

Все эти сведения показывают, что Среднерусская зона представляет собой долгоживущую структуру, которая проявлена на самых разных глубинных уровнях: в морфологии современного рельефа, в структурах чехла и поверхности кристаллического фундамента, а также в строении докембрийских комплексов различных глубин корового слоя (см. рис. 2, А–В). Имеются признаки периодической активности данной структуры на фоне меняющихся геодинамических обстановок в позднем палеопротерозое, в рифее, в венд-палеозойское и мезозойско-кайнозойское время [2, 4, 5, 7, 21, 22, 28]. Изучение этапов развития этой структуры имеет не только научное, но и практическое значение в связи с возможностью локализации в ее пределах углеводородного сырья и алмазоносных комплексов. Цель этой работы – подробное рассмотрение постседиментационных структурных парагенезов фанерозойского чехла данной зоны, на основе методов кинематического анализа.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Мега- и макроструктурные парагенезы. В пределах СВ сегмента Среднерусской зоны в осадках фанерозойского чехла широко развиты дизъюнктивно-пликативные дислокации. Они наиболее ярко выражены в пределах широкой (30–50 км) полосы СВ простираения. Проявление менее интенсивных дислокаций в бортах зоны обуславливает некоторую “размытость” и условность ее контуров.

В пределах зоны обнажаются в основном верхнепермские и нижнетриасовые отложения (снизу вверх): 1) морские терригенные и карбонатные отложения казанского яруса (мощность 70–130 м); 2) континентальные пестроцветные осадки татарского яруса представлены мощной (более 450 м) преимущественно терригенной толщей, состоящей из трех горизонтов (нижний – пески, алевроиты и их сцементированные разновидности; средний – переслаивание доломитизированных известняков, мергелей и глин; верхний – пестро окрашенные глины и мергели с прослоями известняков и линзами аллювиальных песков); 3) нижнетриасовые пестроцветные континентальные отложения

индского яруса залегают с размывом на осадках татарского яруса и представлены двумя горизонтами общей мощностью до 100 м (нижний — аллювиальные и озерные пески с прослоями конгломератов; верхний — красноцветные глины и алевролиты). В ЮВ борту зоны местами развиты юрские отложения батского и келловейского ярусов, представленные соответственно континентальными и прибрежно-морскими алевролит-глинистыми осадками [5, 7]. Залегающие в пределах зоны отложения отличаются повышенной степенью загипсованности, что может быть связано с высокой проницаемостью толщ, дренируемых по системе трещин сульфатными растворами. Происхождение последних связано с эвапоритовыми нижнепермскими осадками (гипсы, ангидриты, соли артинского и кунгурского ярусов), не выходящими на поверхность, но вскрытыми скважинами.

Центральную часть Среднерусской зоны маркирует Рыбинско-Сухонский мегавал, протяженность которого превышает 600 км при ширине 20–40 км (см. рис. 2, Б). Мегавал осложняют продольно и диагонально ориентированные по отношению к простиранию главной зоны антиклинальные складки и валы второго порядка, часто образующие кулисообразные в плане системы (рис. 3). Эти структуры выражены в конфигурации стратоизогипс различных реперов разреза палеозойских толщ, а также в характере залегания слоев. При общем СВ простирании зоны дислокаций диагональные складки имеют ВСВ и субширотную ориентировку, а их кулисные системы часто образуют левосторонний структурный рисунок, что может свидетельствовать о левосдвиговых перемещениях вдоль зоны. Амплитуда антиклиналей варьирует от первых десятков метров до 100–200 м, при ширине 5–20 км. Протяженность отдельных валов и антиклиналей в 3–5 раз превышает их ширину. Усредненные углы наклона крыльев обычно не превышают первых градусов, иногда достигая 10–20° на отдельных участках. Многим складчатым структурам свойственна асимметрия. В различных сегментах зоны осевые плоскости отдельных складок слабо наклонены то к СЗ, то к ЮВ. В нижнем течении р. Сухона весь мегавал и осложняющие его антиклинали имеют слабо выраженную ЮВ вергентность (рис. 4). По направлению к ЮЗ на широте г. Вологда вергентность структур меняется на противоположную. Складки второго порядка обычно прослеживаются до подошвы девонских отложений, а наиболее крупные из них — до поверхности кристаллического фундамента [2, 5]. Этот факт указывает на то, что процессы галокинеза в соленосных эвапоритовых отложениях нижней перми, дислоцированных конформно с подстилающими и перекрывающими их толщами, имеют второстепен-

ное значение при формировании складчатой структуры (см. рис. 4, Б).

Структуру мегавала осложняют тектонические нарушения. Это, прежде всего, конформные простиранию мегавала протяженные зоны СВ простирания, хорошо дешифрируемые по материалам дистанционных наблюдений и выраженные в сгущении и прерывании стратоизогипс различных реперов чехла (см. рис. 3, 2). Наиболее крупные нарушения этого типа осложняют крылья мегавала и проникают в породы фундамента, сливаясь с зонами сбросов, контролирующими рифейские грабены. При этом тектоническая позиция этих структур в приповерхностных уровнях вертикально проецируется на соответствующие им зоны нарушений в фундаменте, что указывает на их субвертикальное положение в пределах всей призмы осадочного чехла (2–3 км). В верхней части разреза чехла, включая осадки нижнего триаса (местами средней юры), вертикальная амплитуда смещений вдоль продольных разрывов иногда достигает 100 м. Рассмотренные выше диагональные складки обычно выступают в роли оперяющих структур по отношению к продольным нарушениям. Их структурная позиция может свидетельствовать о левосдвиговой составляющей перемещений вдоль продольных разрывов, которые с учетом их вертикальных смещений, вероятно, представляют собой левые взбросо-сдвиги (см. рис. 3).

В центральной части и в бортах Среднерусской зоны широко развиты диагональные и поперечные нарушения. Судя по тому, что с ними обычно связано лишь некоторое смещение стратоизогипс в плане (без вертикальных смещений), они имеют преимущественно сдвиговую составляющую (см. рис. 3). Наиболее крупная система нарушений этого типа имеет субширотную ориентировку и прослеживается в СЗ борту Среднерусской зоны, пересекаясь с ней в нижнем течении р. Сухона (см. рис. 2). Эта система построена из отдельных сдвиговых зон, имеющих сложное строение в результате развития мегалинз и оперяющих структур. При пересечении с разрывно-складчатыми структурами Рыбинско-Сухонского мегавала эти сдвиги обуславливают их правое смещение (см. рис. 4, А). На отдельных участках отмечается обратная ситуация, когда широтные сдвиги испытывают преломление, либо левостороннее смещение при пересечении с разрывами СВ простирания. Другими словами, те и другие структуры обнаруживают признаки субсинхронного развития, образуя в целом динамически сопряженную систему правых (субширотных) и левых (северовосточных) сдвигов. Эти картографические соотношения подтверждаются и наблюдениями мезоструктур (см. ниже).

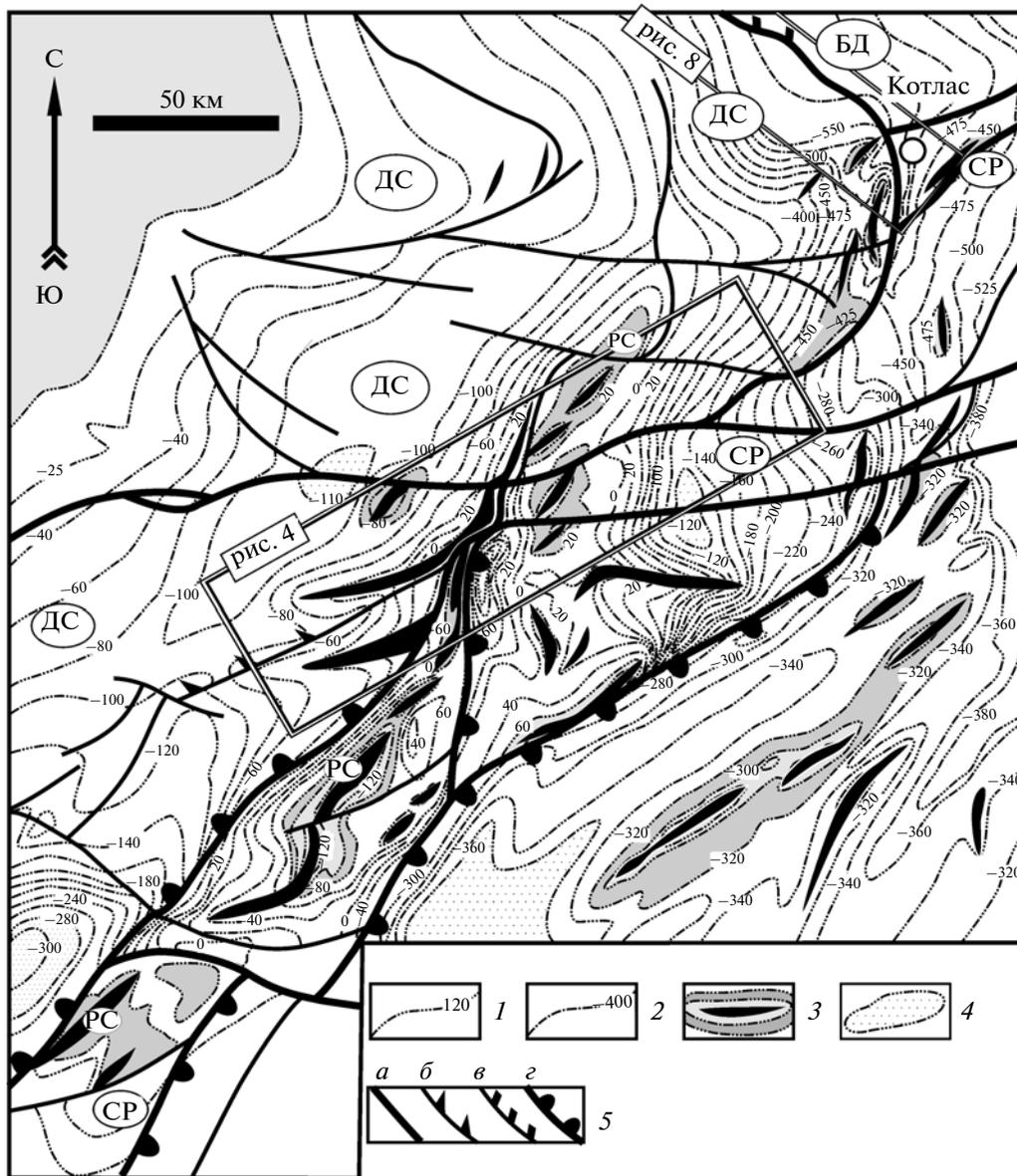


Рис. 3. Структурная схема кровли казанских отложений верхней перми (для северо-восточного сегмента схемы — кровли отложений нижней перми) (составлено с использованием данных [4–6]). Местоположение схемы см. рис. 2, В
 1, 2 — стратозогипсы кровли: 1 — отложений казанского яруса верхней перми, 2 — нижнепермских отложений; 3 — валы и антиклиналы (относительные поднятия); 4 — относительные прогибы; 5 — зоны разрывных дислокаций: а — сдвиги, б — взбросы, надвиги, взбросо-сдвиги, в — сбросы и сбросо-сдвиги, г — крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону опущенного крыла). Буквы на схеме см. рис. 2

В верхних слоях чехла и на эрозионной поверхности рассмотренные выше нарушения чаще выражены в качестве широких зон трещиноватости и связанных с ними крутых (порядка 300 м/км) и пологих флексурных изгибов, а также узких депрессий. Ширина отдельных зон достигает сотен метров, а с учетом областей их динамического влияния может соответствовать и первым километрам. Экспериментальные данные показывают, что ширина зоны динамического влияния глубинного нарушения, инициированного в породах жесткого ос-

нования (фундамента) и проникающего в перекрывающие осадки чехла, на поверхности может достигать двукратной мощности последнего [13, 29]. В соответствии с этим ширина отдельных зон дислокаций, составляющих Среднерусскую зону, на поверхности может достигать 4–6 км (при мощности чехла 2–3 км). Обычно в этих зонах не наблюдается (за редким исключением) резких срезаний стратиграфических границ по разрывам. Учитывая, что многие нарушения контролируют морфологические особенности долин,

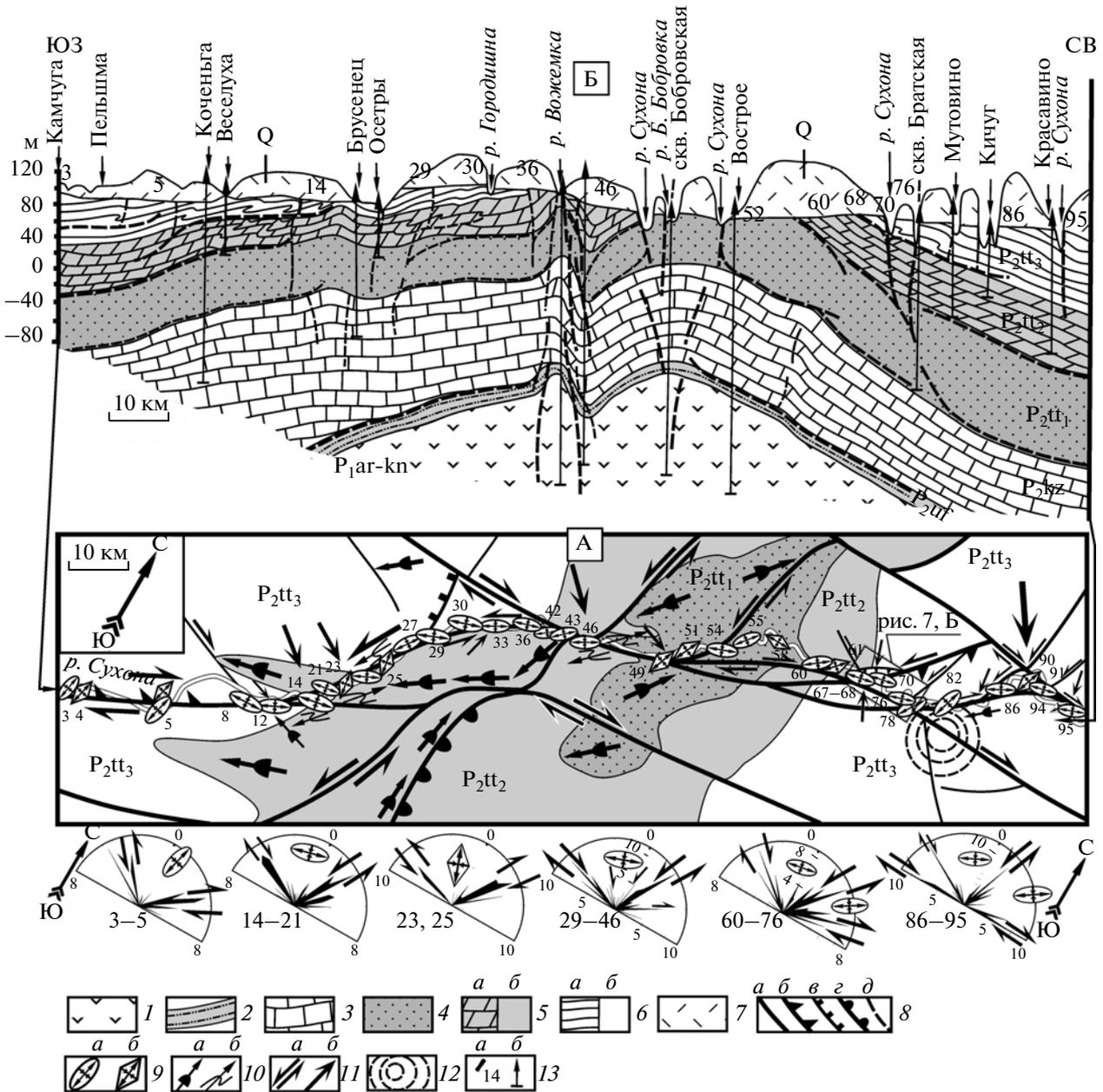


Рис. 4. Геолого-структурная схема (А) и разрез вдоль русла р. Сухона по траектории маршрута наблюдений (точки 3–95) (Б), иллюстрирующие строение северо-восточной части Рыбинско-Сухонского мегавала (составлено с использованием данных [4, 7]). Местоположение схемы см. рис. 2, В

1 – отложения артинского и кунгурского ярусов нижней перми; 2–6 – отложения верхней перми: 2 – уфимского яруса, 3 – казанского яруса, 4–6 – татарского яруса, расчлененного на нижний (4), средний (5) и верхний (6) горизонты (а – на схеме Б, б – на схеме А); 7 – четвертичные отложения; 8 – зоны дислокаций с преимущественно: а – сдвиговой, б – взбросо-сдвиговой, в – сбросовой кинематикой, г – крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону опущенного крыла), д – предполагаемые нарушения на схеме Б; 9 – точки наблюдений и ориентировка главных осей эллипсоидов деформации стадий D3 (а) и D4 (в); 10 – шарниры симметричных (а) и асимметричных (б) антиклиналей (валов); 11 – направления сдвиговых (а) и тангенциальных (б) перемещений стадии D3; 12 – предполагаемая область распространения щелочных ультрабазитов; 13 – положение точек наблюдений (а) и скважин (б) на схеме Б. Розы-диаграммы показывают результаты статистической обработки замеров ориентировки трещин и смещений по ним для групп точек наблюдений, номера которых приведены рядом с диаграммами и соответственно на схеме А

можно предположить, что их “амплитудные” швы часто скрыты под аллювием дренирующими их русел рек (см. рис. 4). В целом нужно констатировать рассредоточенный на больших площадях (диссипативный) характер смещений вдоль широких зон нарушений и областей их динамического влияния.

Помимо отмеченных выше признаков, о глубинном характере разрывных нарушений свидетельствует недавняя уникальная находка ранне-мезозойских щелочных ультраосновных пород, прорывающих верхние слои татарского яруса в нижнем течении правого борта р. Сухона [27]. Магматические породы (мелалейцититы) образуют здесь линзовидное субвулканическое тело (силл) мощностью до 3 м, приуроченное к области пересечения нарушений субширотного и СВ простирания, где также дешифрируется небольшая кольцевая структура (см. рис. 4, А).

Мезоструктурные парагенезы. На основе полевых наблюдений было отмечено, что в строении рассмотренных выше зон дислокаций резко преобладают постседиментационные мезоструктурные парагенезы, связанные с горизонтальными перемещениями. При этом намечается два главных типа структур: сдвиговые зоны и зоны субгоризонтального течения – субслоеного срыва. Во многих случаях были отмечены признаки сопряженного развития этих структур, но также наблюдались структурные соотношения, указывающие на более раннее проявление субслоеных перемещений. В целом имеются основания выделять следующие парагенезы структур: 1) конседиментационные структуры (стадия D1); 2) ранние структуры субслоеного течения (D2); 3) сдвиговые структуры главного этапа деформаций (D3); 4) поздние слабо выраженные сдвиговые смещения (D4).

Конседиментационные структуры (D1) отмечались по ряду литологических признаков, указывающих на проявление тектонических процессов при накоплении осадочных толщ. Это, прежде всего, отмеченные в верхней части разреза татарского яруса (P_2) и в отложениях раннего триаса осадочные брекчии обрушения, указывающие на существование крутых тектонических эскарпов. Линзы аллювиальных песков, развитые в татарских осадках, часто контролируются зонами сгущения трещиноватости, свидетельствуя о том, что русла древних водотоков дренировали зоны нарушений. Следы деформаций в окатанных гальках из пород татарского яруса, обнаруженные в базальных слоях триаса, также указывают на проявление дислокаций в конце пермского времени. Однако полученные кинематические данные для этих, предположительно, герцинских тектонических событий не позволяют выявить закономерности их проявления.

Ранние структуры субслоеного течения (D2), обнаруживающие динамических связей с более поздними сдвигами (D3), надежно устанавливаются лишь в единичных случаях. По структурным особенностям и характеру тектонитов они мало отличаются от аналогичных структур (D3), сопряженных с зонами сдвига, которые будут рассмотрены ниже. Самостоятельные структуры D2 надежно установлены только в пределах верхнепермских осадков, в слоях нижнего триаса их обособленность от субслоеных срывов стадии D3 вызывает сомнение. Поэтому время их проявления может быть определено как послепермское.

Сдвиговые зоны (D3) пронизывают всю доступную наблюдению часть разреза, начиная от осадков верхней перми до отложений нижнего триаса и верхней юры, что позволяет связывать их с киммерийско-альпийским этапом развития. Они представлены широкими поясами, в пределах которых отмечается сгущение сдвиговых зон высокого порядка, систем трещин и других структур, образующих закономерные сочетания. Частота развития трещин меняется поперек простирания главных зон сдвига и постепенно увеличивается в соответствии с нарастанием интенсивности деформаций по мере приближения к относительно узким (0.1–2 м) сдвиговым зонам высокого порядка, которые выражены в разлинзовании и рассланцевании пород с появлением брекчий, катаклизмов и милонитов. Такие зоны развиты неравномерно и повторяются в разрезе в количестве от 2–3 до 10–15 на стометровом интервале последнего. Зоны трещиноватости по отношению к сдвигам высокого порядка являются областями их динамического влияния, которые сливаются в единые междвиговые домены в промежутке между сдвигами. В междвиговых доменах амплитуды горизонтального смещения вдоль отдельных сколов редко превышают 1–2 см, тогда как в зонах сдвига высокого порядка они достигают первых метров. Весьма вероятно наличие сдвиговых зон с существенно большими амплитудами, которые скрыты от наблюдений руслами водотоков.

В междвиговых доменах часто отмечаются системы трещин, сочетания которых отражают различные стадии эволюции сдвиговых нарушений (см. рис. 1, В). Характерным примером является обнажение в устье р. Верхняя Ерга (рис. 5, А). Здесь распознаются магистральные сколы L, пересекающие все обнажение либо образующие отдельные отрезки, сращиваемые кулисными системами сколов Риделя R и мостиковыми структурами растяжения (минипулл-апарты, системы минисбросов). Сколы R и P, а также трещины отрыва T развиты также в качестве оперяющих структур вдоль магистральных сколов L. Очевидно, что последние развивались отдельными отрезками, каждый из которых начинался с заложения

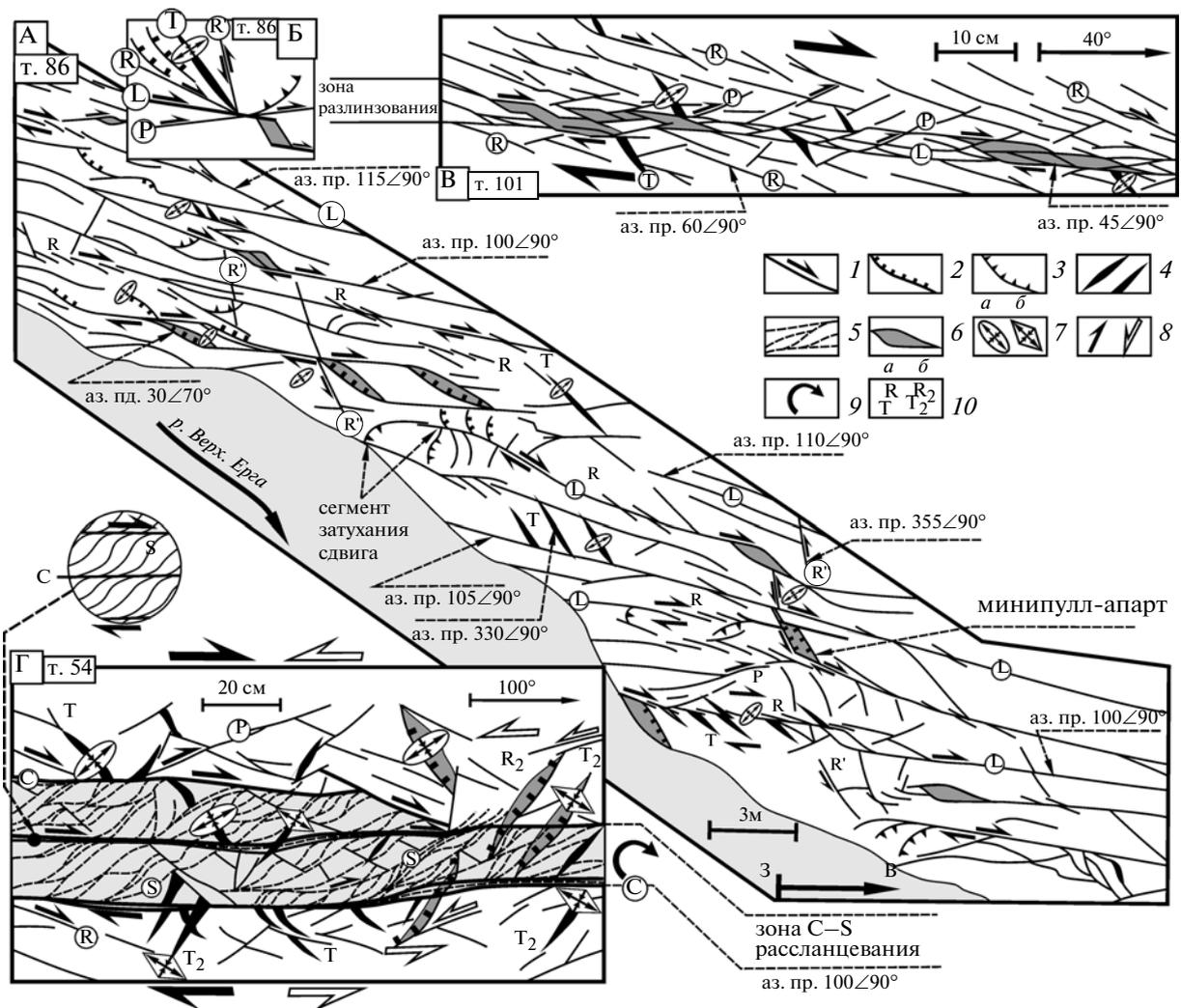


Рис. 5. Вид в горизонтальном срезе зон сдвиговых дислокаций. А – фрагмент сдвиговой зоны трещиноватости в мергелях P_2 , экспонированной в устье р. Верх. Ерга; Б – диаграмма, иллюстрирующая пространственные соотношения главных структур на схеме А; В – фрагмент сдвиговой зоны начальной стадии разлинзования в доломитах P_2 ; Г – фрагмент сдвиговой зоны C–S-расщепления в аргиллитах P_2 . Местоположение некоторых точек наблюдений см. рис. 4, А

1–4 – трещины со сдвиговой (1), сбросовой (2), взбросо-надвиговой (3) и раздвиговой (трещины отрыва) (4) кинематикой; 5 – зонки расщепления; 6 – минидепрессии и провалы, связанные с локальным растяжением; 7 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации стадий D3 (а) и D4 (б); 8 – направления сдвиговых смещений стадий D3 (а) и D4 (б); 9 – направления вращения; 10 – буквенные обозначения кинематического типа трещин для стадий D3 (а) и D4 (б) (расшифровку буквенных обозначений см. рис. 1)

ния каскада коротких сколов R и, в свою очередь, наращивался ими по мере прогрессивного разрастания по простиранию. Сколы P, в данном случае, проявлялись слабо, что не способствовало заложению системы разлинзования, предшествующей в экспериментальных моделях развитию магистральных сколов. Кинематическими индикаторами также являются области затухания сдвиговых сколов, где развиваются структуры типа “конского хвоста”, составленные малоамплитудными (2–5 см) сбросами и взбросами в соответствующих сегментах локального растяжения и сжатия (см. рис. 5, А). В обобщенном виде осо-

бенности пространственных сочетаний парагенетичных структур отображены на диаграмме, характеризующей данную зону трещиноватости как фрагмент зоны правого сдвига (см. рис. 5, Б). Не менее распространены левосдвиговые зоны нарушений, которые имеют во многом аналогичное строение, но характер асимметричного развития вторичных структур в них зеркально противоположный.

Зоны разлинзования пород – наиболее распространенный тип сдвиговых зон высокого порядка. В этих структурах распознается соответствующее экспериментальной модели последова-

тельное развитие сколов R, P и L, в результате пересечения которых формируется система трапециевидных линз (см. рис. 5, В). При этом в бортах сдвиговых зон сохраняется структура инициальных стадий развития сдвига, составленная преимущественно из сколов R и единичных зародышей трещин P, а также отрывов T. Отмечались случаи, когда в самой зоне разлинзования асимметрия структур выражена не четко, но в области ее динамического влияния она подчеркивается сколами R и позволяет определить направление смещений.

В наиболее интенсивной форме проявления сдвиговые структуры высокого порядка представлены зонами С–S-рассланцевания и сигмоидального разлинзования (см. рис. 5, Г). Кинематическим индикатором в данном случае является диагональное положение и характер изгиба поверхностей S по отношению к магистральным зонам сдвигового скольжения С. Первоначальная позиция инициальных сколов в данном случае не распознается ввиду их переориентировки в результате вращения к главной плоскости сдвига. Поверхности S в зависимости от вязкости пород представлены в качестве: слабо развитой сланцеватости (в глинистых породах), тонких зонкок катаклазитов и слабо выраженной рекристаллизации (в песчаниках и карбонатных породах). Они развиваются неравномерно, описывая линзовидные объемы слабо измененных пород. Сигмоидальная форма этих линз свидетельствует об их вращении в соответствии с направлением сдвига (см. рис. 5, Г). В бортах зон С–S-рассланцевания также нередко наблюдаются системы трещин ранних стадий зарождения сдвига.

Во многих случаях было отмечено, что сдвиговые зоны высокого порядка развивались в результате нескольких кинематических импульсов. Это проявляется в признаках объединения отдельных отрезков сдвигов. Помимо этого отмечаются ситуации регрессивного наложения инициальных сколов и отрывов (R, P, T) на структуры поздних стадий эволюции сдвига (L, S, C). В одних случаях локальное поле напряжений не меняется, и происходит реактивация однонаправленных сдвиговых смещений, в других, — отмечается кинематическая инверсия со сменой знака сдвиговых смещений (см. рис. 5, Г). В последнем случае появляются основания для выделения более поздних наложенных парагенезов стадии D4.

Статистика наблюдений в пределах рассматриваемой территории показывает, что сдвиговым зонам субширотного простирания свойственна преимущественно правосдвиговая кинематика, тогда как зоны СВ ориентировки в основном характеризуются левосдвиговыми смещениями (см. рис. 4, розы-диаграммы 3–5, 14–21, 29–46, 60–76, 86–95). Проявления кинематических инвер-

сий, выраженные в наложенных структурах, обычно не приводят к заметным перестройкам структуры сдвиговых зон стадии D3, что предполагает редуцированный характер соответствующего этапа деформации D4. Редкие исключения из этого правила отмечены лишь на локальных участках (см. рис. 4, роза-диаграмма 23, 25).

Зоны субгоризонтального течения – субслоеного срыва (D3) широко проявлены на самых разных уровнях разреза фанерозойских толщ и обнаруживают парагенетическую связь с зонами сдвига (D3). Как правило, они приурочены к прослоям пластичных пород (глины, мергели), залегающих среди более компетентных слоев (доломиты, известняки, песчаники). Наиболее интенсивные деформации отмечаются вдоль границ сред с различной вязкостью, где развиваются субслоеные срывы и надвиги, а также сопряженные с ними структуры. Ширина зон субслоеного срыва и течения варьирует в широких пределах от первых сантиметров до 10 и более метров. Наблюдаемые амплитуды горизонтальных смещений находятся в тех же пределах. Зоны течения прослеживаются на многие сотни метров, постепенно затухают или переходят на новый стратиграфический уровень. Они довольно часто повторяются в разрезе: в некоторых вертикальных уступах высотой порядка 60 м наблюдалось до 2–3 уровней субслоеного срыва и течения с различной степенью интенсивности.

В зонах субслоеного течения в зависимости от исходной вязкости пород развиваются тектониты различного типа. Прослой глины часто трансформированы в глинистые сланцы с характерными сигмоидальными и С–S-структурами (рис. 6, А). На поверхностях скольжения часто видна глинка трения с тонкими штрихами вдоль направления перемещений. В мергелях и аргиллитах часто развиваются милониты. Компетентные прослой доломитов и известняков испытывают объемное брекчирование и разлинзование, нередко образуя вместе с вмещающими их сланцами тектонический меланж (см. рис. 6, Б). Для карбонатных и огипсованных пород свойственны также явления рекристаллизации, растворения и переотложения вещества в условиях стресса. В песчаниках и алевролитах чаще проявляется сложная система трещин, иногда, зонки катаклазитов и милонитов. Пески и пластичные породы нередко образуют инъекционные структуры, проникая по трещинам в смежные слои.

С зонами субслоеного срыва и течения парагенетически связаны структуры различного типа. В первую очередь это асимметричные и опрокинутые складки, иногда, — лежащие складки-надвиги (см. рис. 6, В). Их тектоническая постседиментационная природа подчеркивается рядом признаков: отсутствие следов размыва и вариаций мощностей

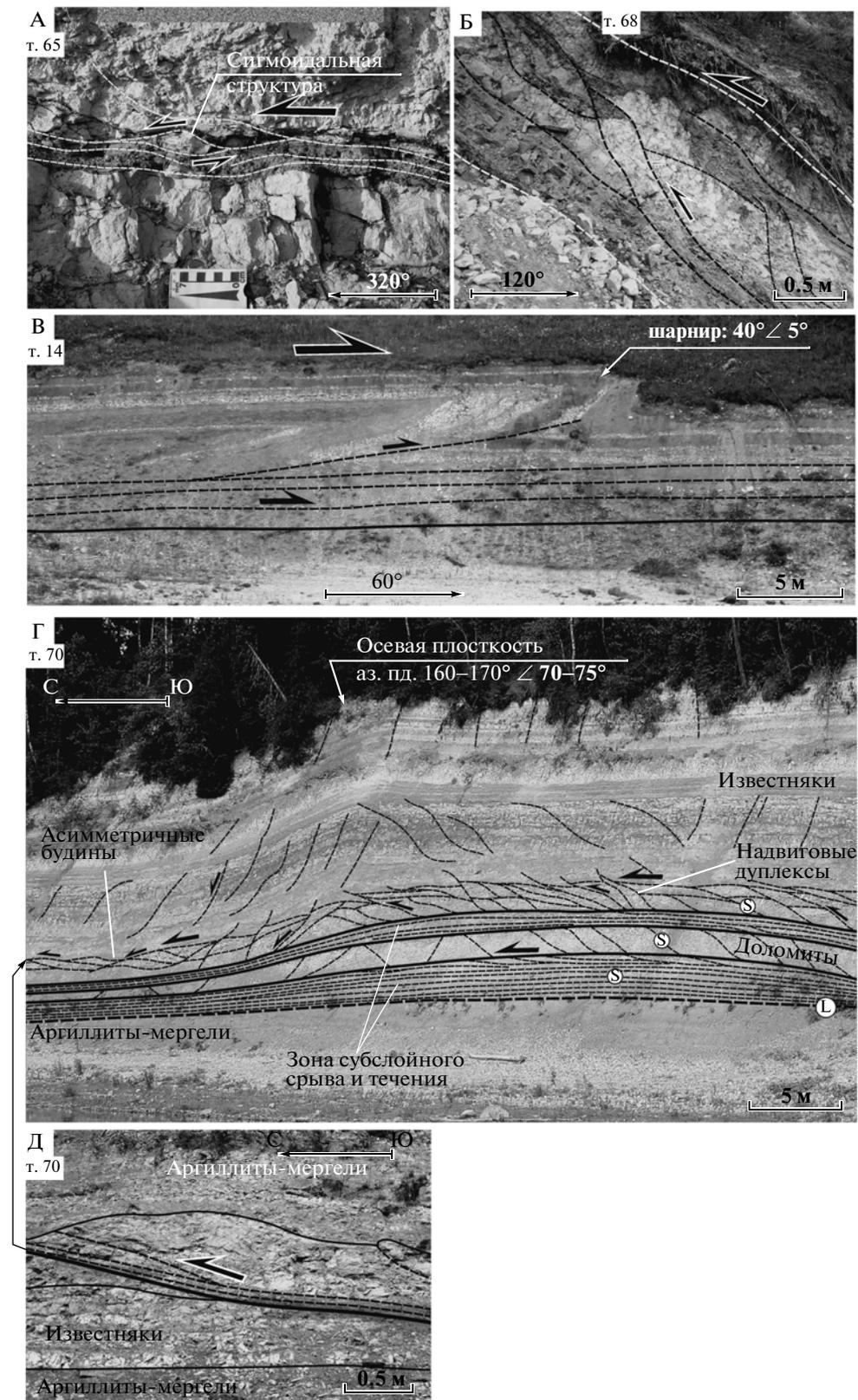


Рис. 6. Фотографии структур, связанных с процессами субслоного течения и срыва в пестроцветных отложениях татарского яруса верхней перми на р. Сухона (вид в разрезе). А – прослой глины среди известняков, подверженный расланцеванию в связи с проявлением субслоного срыва; Б – тектонический меланж в зоне субслоного срыва и надвигания, представленной на рис. 7, А (т. 68); В – лежащая асимметричная складка-надвиг, сопряженная с зоной субслоного срыва и течения; Г – строение зоны субслоного срыва и течения и сопряженной с ней асимметричной складки; Д – структура сдвигания слоя сформировавшаяся в связи с процессами субслоного течения (фрагмент рис. 6, Г). Буквы и знаки см. рис. 1

слоев в замках и крыльях складок, геометрическая упорядоченность и закономерное пространственное размещение, а также пространственно-генетическая связь с тектоническими нарушениями (срывы, надвиги, кливаж). Отмеченные случаи возможной связи этих структур с древними и современными оползнями были исключены из наблюдений. Вергентность выявленных асимметричных складок характеризует направление перемещения всякого пакета слоев и, как правило, соответствует горизонтальным смещениям в подстилающих их зонах субслоистого течения. Последние, резко прерывая эти структуры снизу, выступают в роли поверхностей скольжения при формировании складок волочения. Важно подчеркнуть, что складки этого типа обычно плавно затухают вверх по разрезу, что исключает возможность их формирования в результате ледниковой нагрузки. К тому же их вергентность часто не соответствует направлению перемещения ледника (на ЮВ). Эти структуры весьма распространены. Их размеры и амплитуды варьируют от 0,5 до 15 м, а степень сжатости и асимметрии находятся в прямой зависимости от интенсивности процессов субслоистого течения пород.

В случае, когда процессами субслоистого течения охвачена пачка слоев различной вязкости, проявляется структурная дисгармония. В пластичных слоях развивается субслоистая сланцеватость, а в смежных компетентных — сложные системы сколов: мининадвигов, образующих структуры сдвигания слоев и надвиговые дуплексы, либо листрических и пологих минисбросов, нарезающих в слоях асимметричные будины (см. рис. 6, Г, Д). При этом можно отметить признаки последовательного разрастания в ширину зон субслоистого течения одновременно с процессами формирования сопряженных асимметричных складок. В разрезе видно, что верхние структурные уровни зоны течения отчасти вовлечены в складчатость, образуя пологий изгиб в основании асимметричной складки (см. рис. 6, Г). Кривизна изгиба постепенно нарастает вверх по разрезу, и в вышележащих слоях вне зоны течения она приобретает черты асимметричной флексуобразной складки. Нижние уровни зоны течения в складчатости не участвуют и залегают горизонтально. Все это указывает на длительное развитие всей структуры в следующей последовательности: 1) формирование верхнего уровня зоны субслоистого течения; 2) развитие пологого изгиба слоев над зоной; 3) заложение нижнего уровня субслоистого скольжения, контролировавшего дальнейший асимметричный изгиб вышележащих слоев, включая ставший пассивным верхний уровень горизонтального течения. Рассматриваемый случай также иллюстрирует важную особенность зон субслоистого течения, для которых отмечается чередование на одном и том же структурном уровне сегментов с

преимущественным развитием структур горизонтального сжатия (надвиговые дуплексы) и горизонтального растяжения (асимметричные будины) (см. рис. 6, Г). Эти особенности указывают на значительные вариации полей палеонапряжений в зонах субслоистого течения.

Пространственные соотношения сдвиговых зон (D3) и структур субслоистого течения (D3) указывают на их генетическую связь. Во многих случаях было отмечено постепенное нарастание интенсивности дислокаций, связанных с зонами субслоистого течения, по мере приближения к крутопадающим зонам сдвига. В частности, это было выявлено в низовьях р. Сухона в интервале точек наблюдений 65–72, характеризующих строение зоны сдвига СВ простирания и широкой (до 3 км) области ее динамического влияния (рис. 7). В пределах последней была выявлена система асимметричных складок, связанных с субслоистым скольжением, степень сжатия которых постепенно увеличивается по направлению к главному сдвигу. Одновременно нарастает интенсивность субслоистого течения, что находит отражение в увеличении амплитуд горизонтальных смещений и ширины соответствующих зон, а также в характере их тектонитов.

В СЗ борту зоны сдвига развита система сжатых асимметричных складок в целом южной вергентности (см. рис. 7, А). Параллельно их осевым плоскостям местами развит кливаж. По отношению к главной зоне сдвига вся система складок занимает позицию оперяющих диагональных структур и образует вместе с ней единый парагенез стадии D3 (см. рис. 7, Б). Эти складки сминают широкую (10 м) зону субслоистого течения с тектонитами различного типа, вдоль которой предполагаются значительные надвиговые перемещения к ССЗ. Учитывая характер наложения структур и их противоположную вергентность, можно полагать, что эта зона формировалась на стадии D2 до проявления сдвиговых структур стадии D3.

В ЮВ борту зоны отмечается во многом сходная ситуация, но асимметрия и вергентность складчато-надвиговых структур D3 зеркально меняется (см. рис. 7, Б). Здесь развита рассмотренная выше зона субслоистого течения и венчающая ее система асимметричных складок с северной вергентностью (см. рис. 6, Г). Таким образом, главная зона сдвига в бортах сопровождается системой оперяющих складчато-надвиговых структур, вергентность и ориентировка которых соответствует левосдвиговому перемещению вдоль нарушения (см. рис. 7, Б, врезка 65–72). Общая модель строения сдвиговых зон стадии D3 отражает объемная диаграмма, на которой показан характер пространственных соотношений структур, образующих динамически согласованный пара-

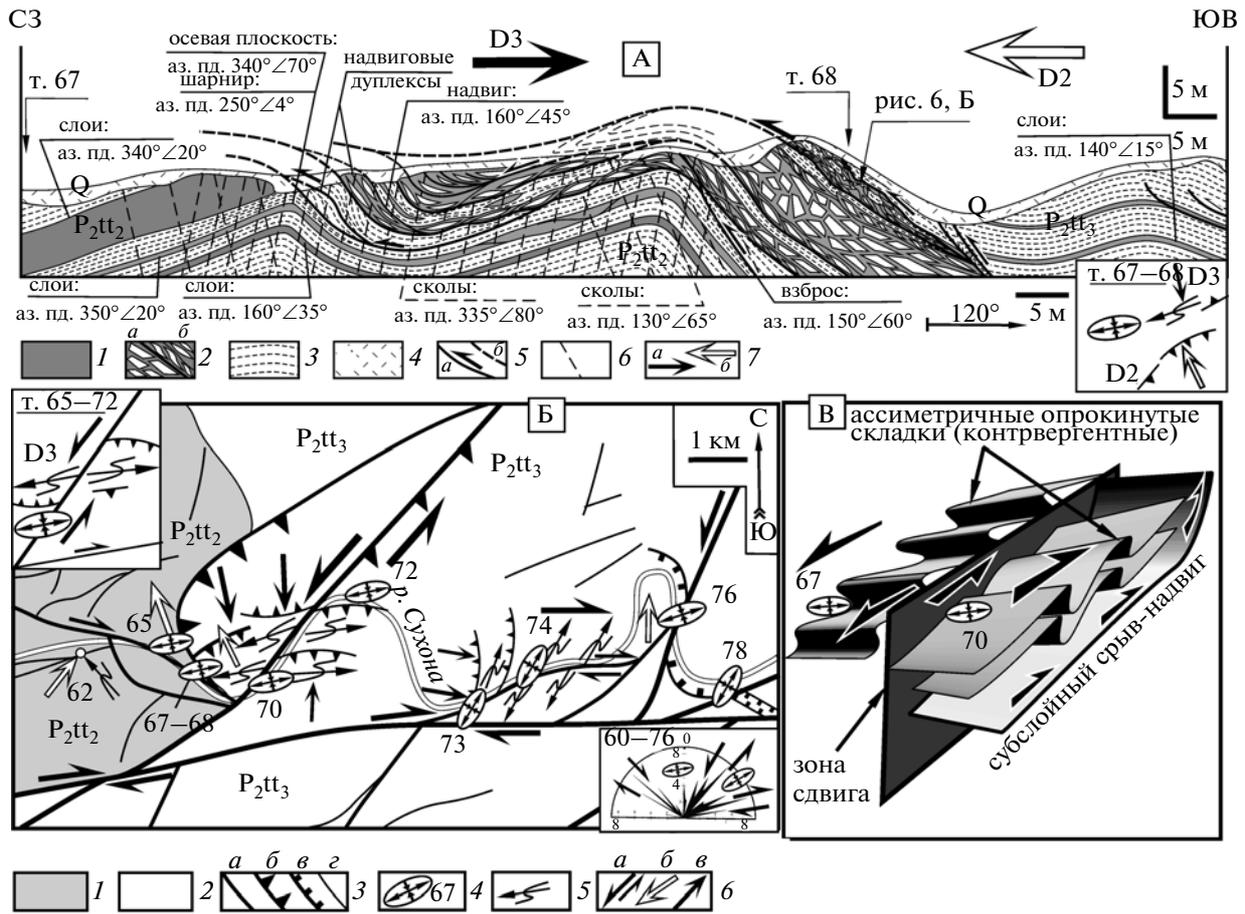


Рис. 7. Геолого-структурный разрез (А), структурная схема (Б) и объемная диаграмма (В), иллюстрирующие соотношения сдвиговых зон и структур субслоистого течения в низовьях р. Сухона в интервале точек наблюдений 62–78 (местоположение схемы Б см. рис. 4, А)

Для схемы А: 1–3 – отложения татарского яруса верхней перми: 1 – известняки, 2 – брекчированные (а) и разлинзованные (б) известняки, 3 – аргиллиты и мергели; 4 – четвертичные отложения; 5 – разрывные нарушения и направления перемещений по ним: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – кливаж; 7 – направления тангенциальных (надвиговых) перемещений: а – поздней (D3), б – ранней (D2) стадий.

Для схемы Б: 1, 2 – отложения верхней перми татарского яруса: 1 – средний, 2 – верхний горизонты; 3 – зоны дислокаций с преимущественно: а – сдвиговой, б – взбросо-надвиговой, в – сбросовой кинематикой, г – линейменты неясной кинематики; 4 – точки наблюдений и ориентировка главных осей деформации в осадках пермского возраста; 5 – шарниры асимметричных антиклиналей; б – направления: а – сдвиговых, б, в – тангенциальных перемещений на стадиях D2 (б) и D3 (в). На врезках т. 65–72 и т. 67, 68 схематично показаны пространственные соотношения главных структурных элементов в соответствующих точках наблюдений

генез: главная зона сдвига, зоны субслоистого течения и венчающие их асимметричные диагональные складки в бортах сдвигового нарушения (см. рис. 7, В).

Подобного рода ситуации отмечены во многих случаях (точки наблюдений 12–14, 36–42, 46, 65–72, 73–76), позволяющих уверенно выявить структуры стадии D3 и определить особенности кинематики сдвиговых зон (см. рис. 7, Б; 4, А). Упорядоченность структурной ориентировки складок по отношению к сдвиговым зонам свидетельствует об их тектоническом происхождении.

В целом СВ сегмент Среднерусской зоны на верхнем структурном уровне представляет собой транспрессионную структуру, обособившуюся в основном на стадии деформаций D3 киммерийско-альпийского этапа развития. На этой стадии вдоль ее простирания формировались кулисно-диагональные складки, осложняющие Рыбинско-Сухонский мегавал, а также продольные зоны левого сдвига, имеющие СВ ориентировку. В структуру зоны также вписываются субширотные правые сдвиги стадии D3, образующие с продольными левосдвиговыми структурами сопряженные системы.

ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕРУССКОЙ И БЕЛОМОРСКО-ДВИНСКОЙ ЗОН

В своей северо-восточной части Среднерусская зона дислокаций сочленяется с Беломорско-Двинской, — во многом аналогичной структурой (см. рис. 2). Последняя также наследует пространственную позицию палеопротерозойского подвижного пояса и наложенной на него рифейской рифтовой системы. Однако в осадках фанерозойского чехла зоны нет признаков формирования инверсионного мегавала, типа Рыбинско-Сухонского и, совсем наоборот, в современной структуре Беломорско-Двинская зона выражена неотектонической депрессией, ограниченной системой сбросо-сдвигов и заполненной четвертичными отложениями [9]. В целом данная структура и Среднерусская зона обрамляют Двинско-Сухонский блок, имеющий в плане форму гигантского клина.

Беломорско-Двинская зона прослеживается с СЗ на ЮВ от Кандалакшского залива Белого моря вплоть до слияния со Среднерусской зоной в верховьях р. Северная Двина в районе г. Котлас. В области сочленения она представлена современной депрессией, ограниченной сбросо-сдвигами и соответствующей широкой долине Северной Двины (см. рис. 2, Б, В). В ЮЗ борту депрессии эти нарушения срезают толщи верхней перми — нижнего триаса и иногда проникают в отложения четвертичного возраста, образуя крутые уступы и эскарпы, вдоль которых отмечаются активные оползневые явления (рис. 8, А). Русло Северной Двины, судя по морфологии ее долины, постепенно мигрировало и прижималось к этим уступам, что может свидетельствовать о более активном опускании этого борта депрессии в связи с подвижками по системе главных сбросо-сдвигов. В бортах последних широко развиты малоамплитудные со сдвиговой составляющей сбросовые и взбросовые нарушения, которые ориентированы диагонально и ортогонально к простиранию главных сбросо-сдвигов (см. рис. 8, А).

Здесь также отмечается система складок, выраженных в пологих (до 6°) углах наклона слоев и в чередовании пермских и триасовых отложений на одном гипсометрическом уровне (см. рис. 8, Б). Это явление ранее рассматривалось как результат размыва пермских осадков в процессе накопления раннетриасовых аллювиальных песков, отлагавшихся в промоинах, ныне интерпретируемых в качестве синклиналей. Однако наблюдения за косой слоистостью в нижних слоях триаса позволили выявить направления течения древних водотоков, которые на некоторых протяженных интервалах, получается, текли поперек провалов и поднятий (см. рис. 8, Б, точки наблюдений 372—376). Это подтверждает тектоническое происхождение данных структур, которые, таким образом,

представляют собой пологие диагональные (присдвиговые) складки, сформировавшиеся после накопления отложений раннего триаса.

Изучение и сравнение характера развития мезоструктур в осадках перми и триаса в целом показало наличие сходных структурных ориентировок систем трещиноватости в этих комплексах (см. рис. 8, Б, розы-диаграммы I—II). При этом было отмечено, что зоны трещиноватости СЗ простирания имеют преимущественно левосдвиговую составляющую перемещений, доминирующую над сбросовой компонентой. Интенсивность проявления этих дислокаций существенно снижается в песках нижнего триаса, но в аргиллитах того же возраста она сопоставима с дислоцированностью пермских осадков. Были отмечены случаи прямого проникания сдвиговых зон из пермских пород в базальные слои триаса. Таким образом, резкое структурное несогласие между пермскими и триасовыми осадками отсутствует, а вариации в интенсивности проявления дислокаций в основном связаны с реологическими особенностями рыхлых песков триаса. Как было отмечено выше, проявления диастрофизма в конце татарского века (герцинский этап) имели место, но в структурно-кинематических парагенезах их зафиксировать не удалось.

В целом ЮВ сегмент Беломорско-Двинской зоны представляет собой левосдвиговую трансензионную структуру. Составляющие ее нарушения по соотношениям с осадками перми и триаса, вероятнее всего, относятся к стадии D3 (возможно, и D4) киммерийско-альпийского этапа развития. Структурная позиция оперяющих главную зону диагональных складок и сдвиго-взбросов согласуется с левосдвиговым характером перемещений (см. рис. 8, А). Ориентировка сдвиго-сбросов в бортах зоны более сложная и некоторые из них, вероятно, формировались на более ранних стадиях развития.

В районе г. Котлас сбросо-сдвиги ЮЗ борта Беломорско-Двинской зоны плавно меняют свое СЗ направление простирания на субмеридиональное (см. рис. 8, А). При этом депрессия угасает и сужается долина Северной Двины. Главные нарушения, образующие изгиб в плане, сохраняют левосдвиговую составляющую перемещений (см. рис. 8, Б, роза-диаграмма III). Эта ситуация прослеживается вплоть до слияния этих сдвигов со структурами СВ ориентировки Среднерусской зоны дислокаций.

В результате смыкания Среднерусской и Беломорско-Двинской зон проявляется общая крупная дугообразная в плане структура, направленная выпуклостью к ВЮВ. В сегменте максимального изгиба дуги отмечаются валообразные меридиональные структуры, свидетельствующие о тектоническом сдавливании толщ в широтном

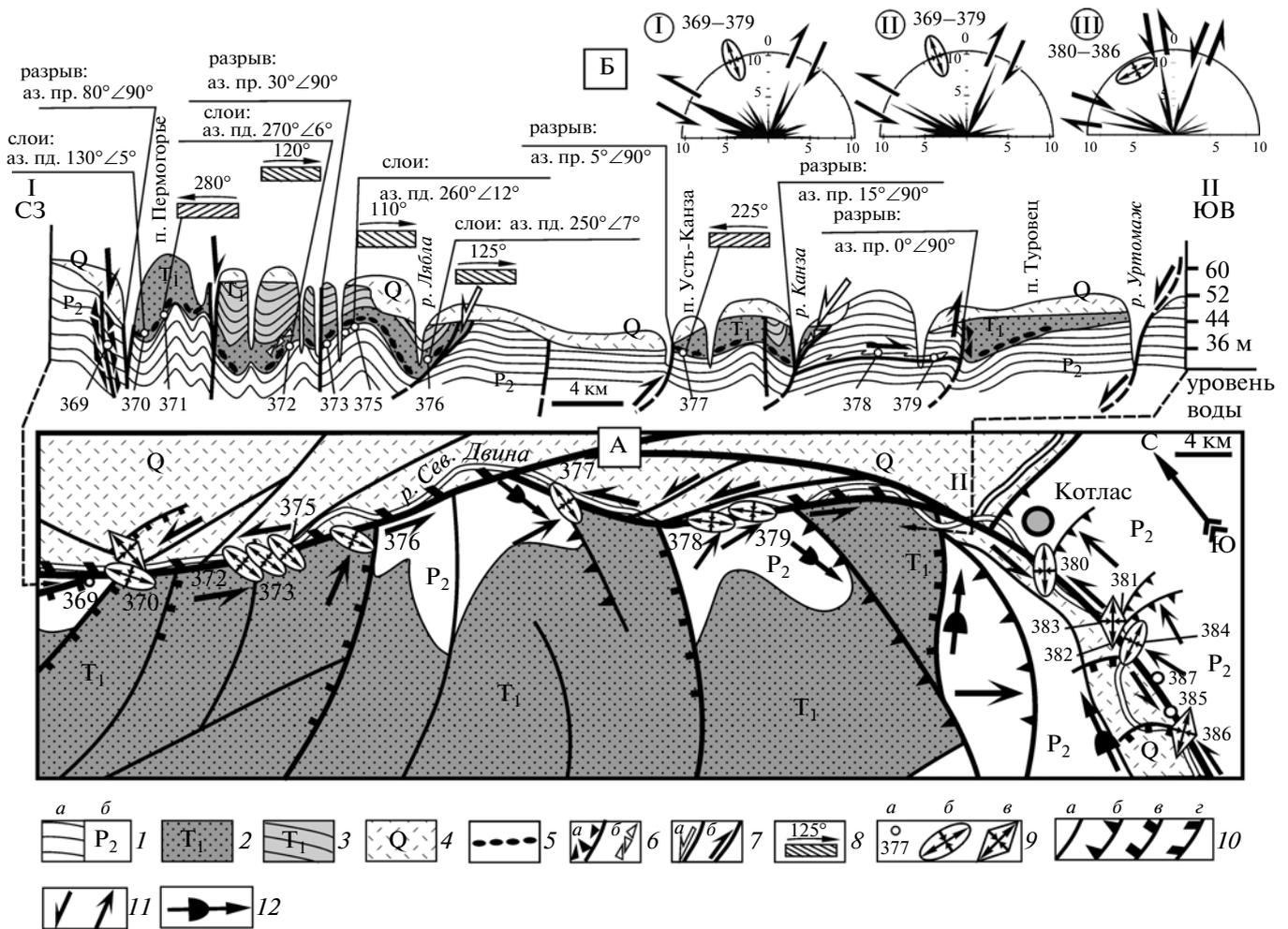


Рис. 8. Геолого-структурная схема (А) и разрез по линии I–II (Б), иллюстрирующие строение юго-восточного сегмента Беломорско-Двинской зоны (составлено с использованием данных [6, 7]). Местоположение схемы см. рис. 2, В
 1 – отложения татарского яруса верхней перми (а – на рис. Б, б – на рис. А); 2, 3 – отложения нижнего триаса: 2 – пески, 3 – аргиллиты; 4 – четвертичные отложения; 5 – горизонты конгломератов; б – тектонические (а) и осадочные (б) брекчии; 7 – разрывные нарушения и направления перемещений по ним на ранней (а) и поздней (б) стадиях; 8 – наклон косои слоистости в песчаниках и реконструированное направление течения водного палеопотока; 9 – точки наблюдения (а) и ориентировка главных осей эллипсоида деформации в осадках: б – перми и триаса, в – четвертичных; 10 – зоны дислокаций с преимущественно сдвиговой (а), взбросовой (б), сбросовой (в), сбросо-сдвиговой (г) кинематикой; 11 – направления сдвиговых (а) и тангенциальных (б) перемещений; 12 – оси валов и антиклиналей. Розы-диаграммы показывают результаты статистической обработки замеров ориентировки трещин и смещений по ним для групп точек наблюдений, номера которых приведены рядом с диаграммами и соответственно на схеме А (диаграммы I, III – в отложениях верхней перми, II – в отложениях нижнего триаса)

направлении, вероятно, в результате воздействия Двинско-Сухонского блока (см. рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Рассмотренные выше материалы показывают, что Среднерусская зона представляет собой глубинную долгоживущую структуру, которая формировалась на фоне меняющихся геодинамических обстановок следующего типа: 1) коллизионные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (поздний рифей – ранний венд);

3) платформенный тектогенез, в процессе которого в пределах зоны формировались локальные горстовидные поднятия и депрессии на фоне общего прогибания и формирования Московской синеклизы (поздний венд – ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой–кайнозой) [2, 5, 21–23, 28].

Полученные структурно-кинематические данные позволяют более подробно охарактеризовать последний этап эволюции Среднерусской зоны, рассматриваемый в качестве внутриплитной активизации киммерийско-альпийского времени. Точнее определить временной интервал проявления деформаций в настоящее время нельзя.

Структуры, соответствующие этому этапу (стадии D3, D4), достоверно прослежены в осадках верхней перми и нижнего триаса. По результатам бурения и геологических съемок есть основания полагать, что они проникают в слои средней и верхней юры. Более молодые отложения, за исключением четвертичных, в зоне отсутствуют. Последние в основном представлены ледниковыми отложениями, в которых отмечались гляциодислокации. Иногда нарушения наблюдались в постледниковых аллювиальных осадках. Но эти случаи редки и не позволяют проводить тектонические построения. Обнаружение в пределах Среднерусской зоны щелочных ультрабазитов, связанных, как предполагается в [27], с раннемезозойской магматической активизацией, существенно расширяет возможный временной интервал проявления деформаций.

Выше рассматривались признаки неотектонической активности структур, участвующих в строении Среднерусской зоны. При этом существенно то, что интенсивно проявленные дислокации стадии D3 хорошо выражены в современном рельефе в качестве линеаментов, положительных и отрицательных морфоструктур. Транспрессионная Среднерусская зона проявлена в качестве поднятия, иногда, гряды, а транстенсионная Беломорско-Двинская — современной депрессией. Учтывая, что рельеф данной территории формировался в альпийское время [5], с большой долей вероятности стадии деформаций D3 и D4 могут рассматриваться как этап альпийской внутримитной активизации.

Структурно-кинематические исследования показали, что структурные парагенезы стадии D3, предопределяющие главные особенности современного строения чехла, связаны преимущественно с горизонтальными перемещениями. Последние проявлялись в качестве двух главных типов динамических систем: 1) рассредоточенные на больших площадях зоны диссипативного сдвига; 2) зоны субслоистого течения — срыва и связанные с ними складчато-надвиговые структуры, проявленные с высокой частотой практически на всех доступных наблюдению уровнях разреза фанерозойского чехла. Эти системы отражают две формы структурного проявления одних и тех же сдвиговых деформаций диссипативного типа, проявленных в одном случае в вертикальной (сдвиг), в другом — в горизонтальной (пологий срыв — надвиг) плоскостях. Их различная пространственная позиция обусловлена структурно-реологическими свойствами вмещающей их среды: крутопадающие зоны сдвига унаследуют характер тектонической делимости фундамента, а зоны горизонтального течения — контрастные реологические свойства слоистых пород осадочного чехла.

Зоны сдвига и субслоистого течения обычно образуют динамически сопряженные системы, в которых проявляется общее латеральное перемещение горных масс, соответственно, вдоль вертикальных и горизонтальных поверхностей (см. рис. 7, В). Суммарные диссипативно-сдвиговые деформации в этих системах охватывают огромные массивы пород и являются результатом объемного (3-D) тектонического течения осадков фанерозойского чехла.

Основываясь на структурно-кинематических данных, рассмотрим особенности пространственного размещения структурных ансамблей киммерийско-альпийского этапа развития. Главные тектонические элементы территории представлены Среднерусской и Беломорско-Двинской зонами дислокаций, которые, смыкаясь в районе г. Котлас, обрамляют Двинско-Сухонский блок, имеющий в плане форму гигантского клина (рис. 9). Обе зоны характеризуются преимущественно сдвиговыми дислокациями, но имеют различный режим проявления деформаций. Среднерусская зона является транспрессионной (сдвиг + сжатие) структурой, что подчеркивается сочетанием кулисно-диагональных складок, составляющих Рыбинско-Сухонский мегавал, и продольных взбросо-сдвигов преимущественно с левосторонним характером сдвиговых смещений. В структуру зоны также вписываются субширотные правые сдвиги, образующие с продольными левосдвиговыми структурами сопряженные системы. Беломорско-Двинская зона представляет собой транстенсионную (сдвиг + растяжение) левосдвиговую структуру, проявленную в виде линейной депрессии и системы ограничивающих ее сбросо-сдвигов. В самых общих чертах характер взаимного расположения этих зон указывает на общее сжатие в направлении СЗ—ЮВ. Однако особенности локальных распределений палеонапряжений значительно сложнее, что свидетельствует о сложной динамически дифференцированной тектонической обстановке (см. рис. 9).

В области смыкания Среднерусской и Беломорско-Двинской зон проявляется крупная дугообразная в плане структура, направленная выпуклостью к ЮВ (см. рис. 9). В сегменте максимального изгиба дуги отмечаются валообразные структуры, свидетельствующие о тектоническом нагнетании и выдвигании в эту область геомасс Двинско-Сухонского блока. Эти перемещения согласуются с характером сдвиговых смещений в бортах выдвигаемого индентера: левосторонних — в пределах Беломорско-Двинской зоны, и правосторонних — вдоль широтных сдвигов, осложняющих СВ часть Среднерусской зоны (см. рис. 9). Проявления левосдвиговых смещений вдоль последней, вероятно, свидетельствует о некотором более общем вращении по часовой стрелке Двинско-Сухонского блока в процессе его выдвигания

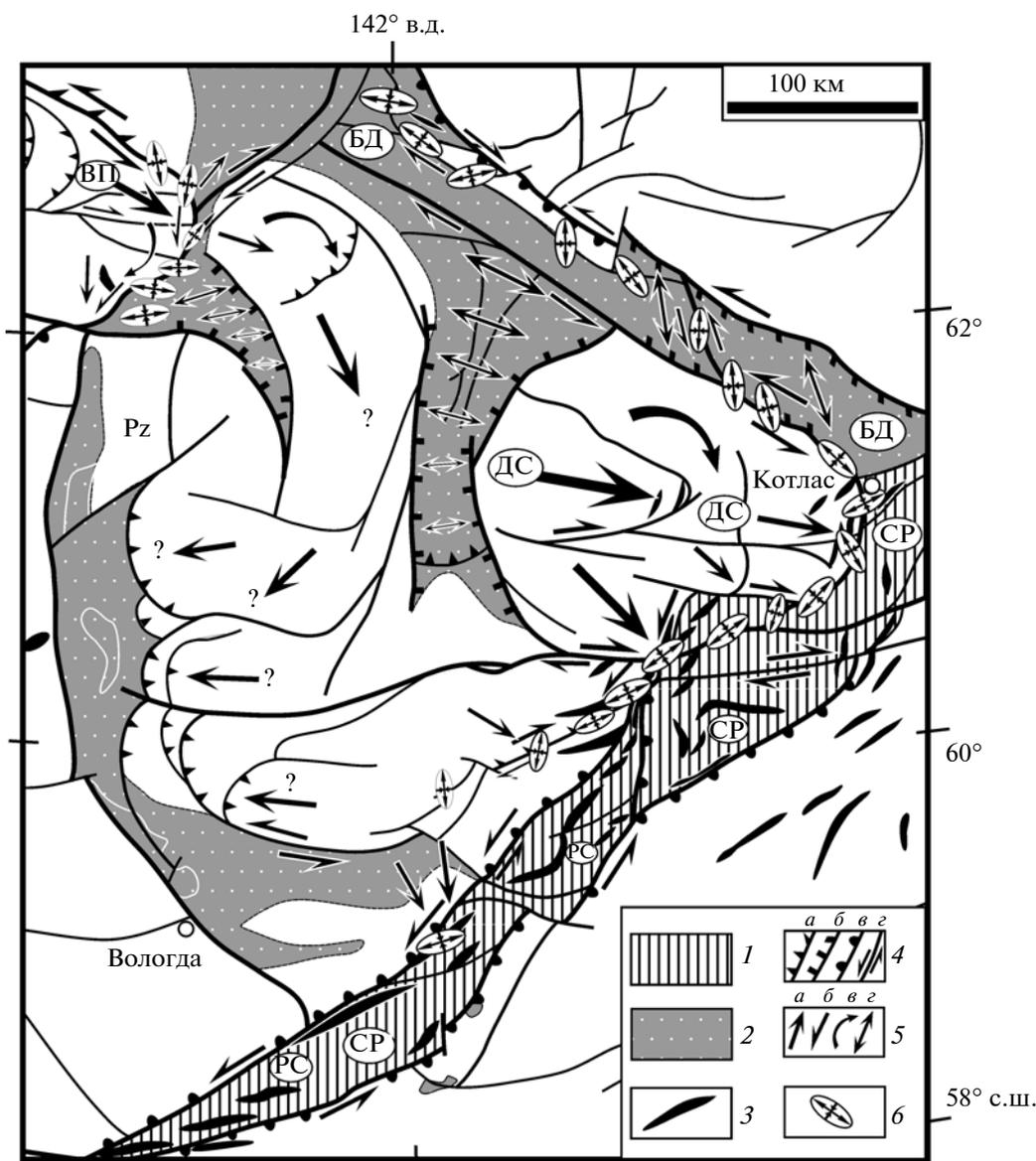


Рис. 9. Структурно-кинематическая схема для киммерийско-альпийского этапа развития Среднерусской зоны дислокаций и сопряженных с ней структур

1, 2 – зоны дислокаций: 1 – транспрессионные, 2 – транстензионные; 3 – антиклинали и валы; 4 – зоны дислокаций: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону опущенного крыла), г – сдвиг; 5 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых, в – ротационных, г – раздвиговых (знаком вопроса отмечены предполагаемые перемещения); 6 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации для стадии D3. Буквы на схеме см. рис. 2

к ВЮВ. На это указывают и клинообразные в плане депрессии, развитые в западной части этого блока, характер раскрытия которых согласуется с его вращением (см. рис. 9).

По всем отмеченным выше структурным признакам Двинско-Сухонский блок может рассматриваться в качестве особой категории структур внутриплитного горизонтального перемещения, названных М.Г. Леоновым плито-потоками [15]. Проявление этой структуры на рассматриваемой

территории не является случайным. В 400 км к СЗ от нее развита во многом аналогичная структура блока Ветреного Пояса, образованная выступом кристаллического фундамента Балтийского щита (см. рис. 9; 2, Б). Эта структура подробно рассматривается в [11] и, вероятно, составляет вместе с Двинско-Сухонской структурой общую систему горизонтального перемещения геомасс к ЮВ, либо единый сложно построенный плито-поток.

Рассмотренные выше динамические построения согласуются с известной моделью перемещения ВЕП в ЮВ направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга [12, 17]. Как предполагается в [12], эти перемещения происходили в альпийский этап эволюции плиты, и были возможны за счет право- и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Урал, Тиманский пояс?) ее границ. Полученные структурные материалы показывают, что движение плиты к ЮВ имело не “монолитный”, а дифференцированный и объемный характер. Об этом свидетельствуют особенности структурных парагенезов чехла, наличие расчленяющих плиту зон дислокаций, типа Среднерусской и Беломорско-Двинской, а также проявление структур горизонтального перемещения, в роли которых может рассматриваться Двинско-Сухонский плито-поток. Слабым местом этой модели остается механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области. Решение этой проблемы требует анализа более обширных данных по тектонике СВ части ВЕП и в этой статье остается под вопросом.

ВЫВОДЫ

1. Среднерусская зона представляет собой глубинную долгоживущую структуру, которая формировалась на фоне меняющихся геодинамических обстановок следующего типа: 1) коллизионные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (поздний рифей – ранний венд); 3) внутриплатформенный тектогенез с частичной инверсией рифтовых структур в пределах зоны на фоне общего прогибания Московской синеклизы (поздний венд – ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой–кайнозой).

2. В заключительный киммерийско-альпийский этап эволюции Среднерусская зона развивалась в качестве левосдвиговой транспрессионной структуры, в пределах которой проявлялись объемные диссипативно-сдвиговые деформации, обуславливающие общее горизонтальное перемещение осадков фанерозойского чехла. Дислокации проявлялись в виде двух динамически сопряженных структурных форм – зон рассредоточенных сдвиговых перемещений и структур субслоистого тектонического течения.

3. Особенности динамического проявления Среднерусской и сопряженной с ней Беломорско-Двинской зон, образующих единую дугообразную в плане структуру, позволяют выделить крупную систему внутриплитного горизонтального перемещения – Двинско-Сухонский плито-поток с перемещением геомасс в ЮВ направлении.

Гранты РФФИ № 06–05–64848, 07-05-01158, Программа ОНЗ № 10, “Фонд содействия отечественной науке”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: АН СССР, 1963. С. 5–34.
2. Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Главные этапы развития Московской синеклизы // Литосфера. 2006. № 2. С. 14–24.
3. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1 : 2500000 / Гл. ред. В.П. Орлов, Д.Л. Федоров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. Государственная геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1 : 200000. Серия Мезенская. Листы Р-38-XXXI, Р-38-XXXII, Р-38-XXXIII; О-38-I; О-38-II. Объяснительная записка. М.: “Союзгеолфонд”, 1989. 172 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-37, (38) (Нижегород). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 261 с.
6. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Мезенская. Лист Р-38-XXIX. Объяснительная записка. М.: “Союзгеолфонд”, 1988. 105 с.
7. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000. Лист Р-38 (Великий Устюг). Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 132 с.
8. Гравиметрическая карта России. Масштаб 1 : 5000000 / Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
9. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.
10. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
11. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3–22.
12. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
13. Крапивнер Р.Б. Безкорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
14. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34–36.
15. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
16. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в ниж-

- ней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
17. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
 18. *Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
 19. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
 20. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
 21. *Миц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Восточно-Европейский кратон – палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005а. С. 452–456.
 22. *Миц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-поддвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизийными процессами // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005б. С. 456–459.
 23. *Нагорный М.А.* Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника, 1990. 106 с.
 24. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
 25. *Сим Л.А.* Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.
 26. Структурная карта кровли верейского горизонта московского яруса среднего отдела каменноугольной системы Восточно-Европейской платформы / Гл. ред. В.В. Бронгулеев. М.: Недра, 1986.
 27. *Труфанов А.И.* Первая находка раннемезозойских щелочных ультраосновных магматических пород на севере Русской плиты // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 57–61.
 28. *Чамов Н.П.* Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3–22.
 29. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
 30. *Doblas M.* Slickenside kinematic indicators // Tectonophysics. 1985. Vol. 295. P. 187–197.
 31. *Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K.* Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 7. P. 737–752.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ В ОСАДКАХ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ

© 2010 г. С. Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 29.01.2009 г.

Среднерусская зона дислокаций представляет собой крупную внутриплитную структуру Восточно-Европейской платформы, которая прослеживается на протяжении более 1100 км от Предтимаанского прогиба до Оршанской впадины. Эта глубинная долгоживущая структура формировалась на фоне меняющихся геодинамических обстановок: 1) коллизийные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (поздний рифей – ранний венд); 3) внутриплатформенный тектогенез с формированием горстовидных поднятий в пределах зоны на фоне общего прогибания (поздний венд – ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой–кайнозой). В заключительный киммерийско-альпийский этап эволюции Среднерусская зона развивалась в качестве левосдвиговой транспрессионной структуры, в пределах которой проявлялись объемные диссипативно-сдвиговые деформации, обуславливающие общее горизонтальное перемещение осадков фанерозойского чехла. Дислокации проявлялись в виде двух динамически сопряженных структурных форм – зон рассредоточенных сдвиговых перемещений и структур субслоного тектонического течения. Особенности динамического проявления Среднерусской и сопряженной с ней Беломорско-Двинской зон, образующих единую дугообразную в плане структуру, позволяют выделить крупную систему внутриплитного горизонтального перемещения – Двинско-Сухонский плито-поток с перемещением геомасс в ЮВ направлении. В работе рассмотрены особенности тектоники Среднерусской зоны дислокаций и подробно охарактеризованы структурно-кинематические парагенезы, развитые в осадках фанерозойского чехла.