

УДК 551.243(571.1)

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ СУРСКО-КАМСКОЙ ЗОНЫ СДВИГА В КАЙНОЗОЕ (ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ АНТЕКЛИЗА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2015 г. С. Ю. Колодяжный

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

e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2014 г.

Сурско-Камская зона (СКЗ) осложняет центральную часть Волго-Уральской антеклизы и прослеживается в субширотном направлении из бассейна р. Суры в долину р. Камы на протяжении 700–750 км. На основе анализа геолого-геофизических данных и структурных исследований разработана модель тектонического строения и эволюции СКЗ. Это глубинное тектоническое нарушение, обнаруживающее признаки длительного полистадийного развития. В наиболее поздний киммерийско-альпийский период тектонической активизации СКЗ представляла собой зону сдвига и последовательного проявления ранних транспрессионных правосдвиговых дислокаций, сменившихся в результате кинематической инверсии левосдвиговыми перемещениями в условиях трансенсии. Выявлены признаки неоднородного строения СКЗ. Вдоль ее простирания отмечается чередование сегментов, построенных системой сдвиговых дуплексов, по принципу ротационно-складчатых и “домино” структур. Предложены частные модели эволюции этих сегментов на примерах широко известных Карлинских, Тетюшинских и Нижнекамских дислокаций. Предполагается, что кинематическая инверсия и компрессионно-декомпрессионные явления во флангах СКЗ, а также тектонические обстановки в области ее динамического влияния имели большое значение при развитии процессов миграции и перераспределения углеводородных компонентов.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, геодинамика, зона сдвига, кинематика, структурный парагенез, платформа, Карлинская структура

DOI: 10.7868/S0016853X15040049

ВВЕДЕНИЕ

По мере накопления геологических данных все больше появляется сведений о внутренней тектонической подвижности литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. Одним из полигонов обоснования и развития представлений о внутриплитной геодинамике является Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Большой объем геолого-геофизических исследований, а также плотная сеть буровых скважин в нефтепромысловых районах данного региона позволили выявить аномальные для платформы “альпинотипные” структурные ансамбли [5, 6, 8, 11, 13, 14, 15, 20–23, 26, 33, 34, 36]. В отношении генезиса этих структур предлагаются гляциодинамические, тектонические и метеоритные модели их формирования.

В рамках тектонических концепций Волго-Уральская провинция рассматривается как некоторая аномальная часть ВЕП, подверженная интенсивной тектонической активизации на плитном и, в особенности, неотектоническом этапе

развития [5, 6, 8, 11, 13, 20–23, 29, 30, 35]. Многие исследователи объясняют эту активность условиями действия тектонических напряжений горизонтального сжатия, распространяющихся со стороны окружающих платформу складчатых областей: Уральской – с востока и Кавказской – с юга [5, 6, 14, 15, 21–23, 36]. При этом частные представления о тектонике региона существенно отличаются. Дислокации чехла рассматриваются в качестве сочетания субизометричных в плане аркогенных и линейных надвиговых систем [13–15] и в виде преимущественно сдвиговых структур [21, 23]. Помимо теоретического содержания, разработка концепции о механизмах формирования структурных ансамблей данного региона имеет и практическое значение. Известно, что многие месторождения углеводородов Волго-Уралии локализованы в ловушках структурного типа, а характер паленапряжений и сама морфология структур во многом контролируют гидродинамические особенности распределения нефтегазовых скоплений [1, 11, 14, 26, 37].

В этой статье рассматриваются особенности тектоники Сурско-Камской зоны сдвиговых дислокаций, занимающей одну из ключевых позиций в тектонике центральной части Волго-Уральской провинции. Она включает в себя ряд аномальных для платформы структур, известных в качестве Карлинских, Тетюшинских и Нижнекамских дислокаций, вызывающих интерес и дискуссии среди широкого круга геологов (рис. 1).

Методика исследований. При изучении Сурско-Камской зоны использовались методы дистанционного изучения структур: дешифрирование цифровых карт рельефа, аэро-космоснимков, карт магнитных и гравиметрических аномалий. Предварительная кинематическая идентификация нарушений проводилась на основе анализа структурных рисунков (по: [21, 27]). Результаты дистанционного анализа уточнялись полевыми исследованиями с использованием методов структурно-кинематического и парагенетического анализов, приемы которых были рассмотрены ранее [17–19, 21, 24]. При статистической обработке кинематических данных использовалась программа FaultKin6 [40].

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ СУРСКО-КАМСКОЙ ЗОНЫ (СКЗ)

Восточная часть Сурско-Камской зоны относительно хорошо изучена и известна под названием Нижнекамского (Прикамского) разрывного нарушения, расположенного в нижнем–среднем течении р. Камы [2, 4, 8, 11, 37, 39]. Р.Н. Валеев [6] предложил выделять Сурско-Камскую зону в качестве обширной области развития взбросо-надвиговых структур, охватывающих значительную часть территории Среднего Поволжья. Мы рассматриваем СКЗ в более узких пространственных границах: в качестве зоны шириной 50–60 км, которая прослеживается в субширотном направлении из бассейна р. Суры в долину р. Камы на протяжении 700–750 км (см. рис. 1).

Сурско-Камская зона участвует в строении всех этажей платформы (см. рис. 1). В пределах докембрийского гранулитогнейсового фундамента данная зона отчасти соответствует Елабуга-Бондюжскому поясу, разделяющему Северо- и Южно-Татарский (Альметьевский) овоиды, вдоль границы которых откартирована система надвигов ЮВ вергентности [2, 9]. На уровне кровли докембрийского фундамента СКЗ является одной из главных структур, осложняющих эту поверхность. В восточной части она разделяет Северный и Южный выступы Татарского свода и совпадает с узкой впадиной [11, 39]. Центральный сегмент СКЗ осложняет область сочленения Казанско-Кажимской и Мелекесской впадин в районе Казанской седловины. На западе зона нарушает структуру восточного склона Токмовского свода и разделяет ряд его вер-

шин на северную (Канашская, Сундырская и др.) и южную (Ульяновская, Токмовская) группы (см. рис. 1а).

В основных чертах эти особенности тектоники повторяются и в структуре фанерозойского чехла, но при этом ряд структур высокого порядка исчезает, и появляются новые структурные формы. В частности, отмечаются крупные и мелкие валообразные структуры, которые подчеркивают особенности строения структур более крупного ранга (см. рис. 1б). В пределах Южно-Татарского выступа ориентировка валов отражает его овально-концентрическое и вихревое строение. В области Северо-Татарского поднятия они имеют устойчивую линейную СВ ориентировку в соответствии с простираем разрывных нарушений, оперяющих главный магистральный разлом СКЗ [8, 11, 14]. Меридиональная ориентировка валов Казанско-Кажимского прогиба южнее СКЗ сменяется их веерообразным размещением в области Мелекесской депрессии. В большинстве случаев внутри самой СКЗ ориентировка валов резко меняется и приобретает закономерный кулисный характер, а оси структур сжатия (мезоскладки, валы) в большинстве случаев отклоняются от главного нарушения СКЗ против часовой стрелки, что в целом напоминает структурный рисунок зон правого сдвига (см. рис. 1б).

На поверхности земли, судя по материалам дешифрирования цифровой карты рельефа и космоснимков, СКЗ имеет сложное и неоднородное по простираению строение, в целом согласованное со структурой глубинных уровней (см. рис. 1в). На западном и восточном флангах зоны дешифрируются области ее веерообразной виргации и вероятного затухания. В восточной части СКЗ главную ее магистраль оперяют разрывы СВ простираения, а разделяемые ими блоки образуют структуру, напоминающую “клавиши домино”, которая подчеркивается морфологией долины р. Камы [11]. В районе слияния рек Волги и Камы отмечается небольшой изгиб СКЗ, к западу от которого она приобретает широтную ориентировку и линзовидное внутреннее строение. В этой западной части зоны дешифрируются асимметричные линзы, морфологически напоминающие сдвиговые дуплексы. Крупные тела дуплексов, имеющие размер многие десятки километров, нередко построены из более мелких аналогичных по форме линз, что отражает фрактальный принцип подобия структур разного ранга (см. рис. 1в).

Особенности строения нефтеносных валообразных структур в пределах СКЗ и ее обрамления свидетельствуют о сложных обстановках их формирования [4, 5, 11, 13, 14, 34]. Материалы бурения показывают, что морфология и позиция этих структур снизу–вверх по разрезу часто меняются. Часто отмечалось горизонтальное смещение осей

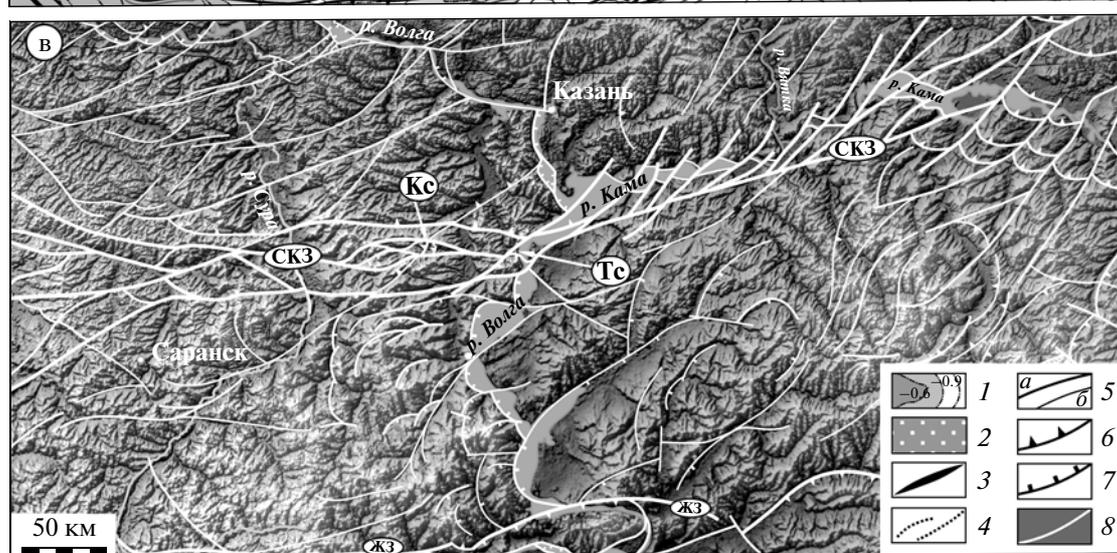
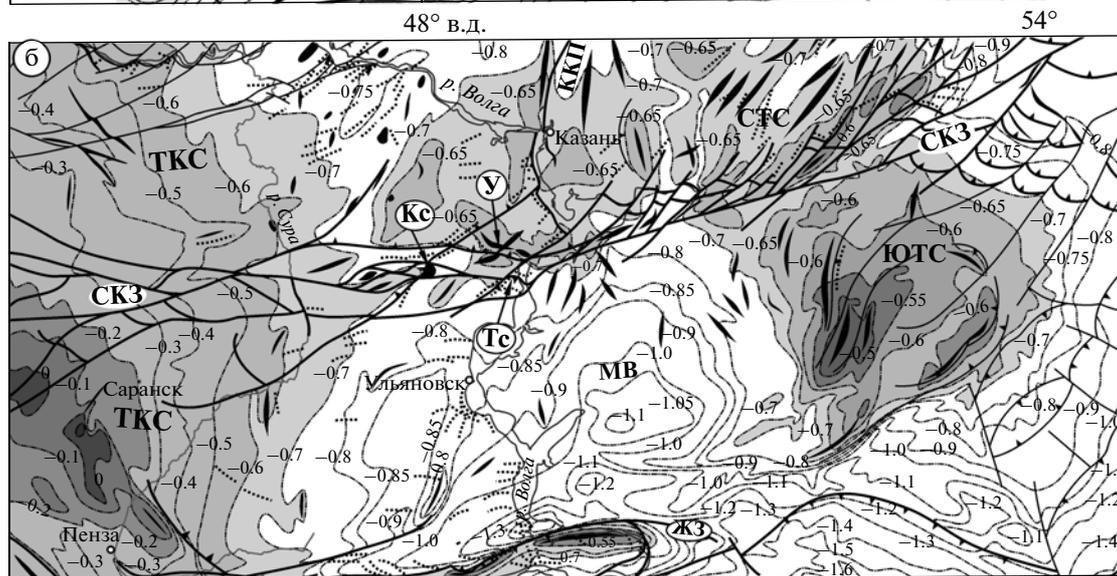
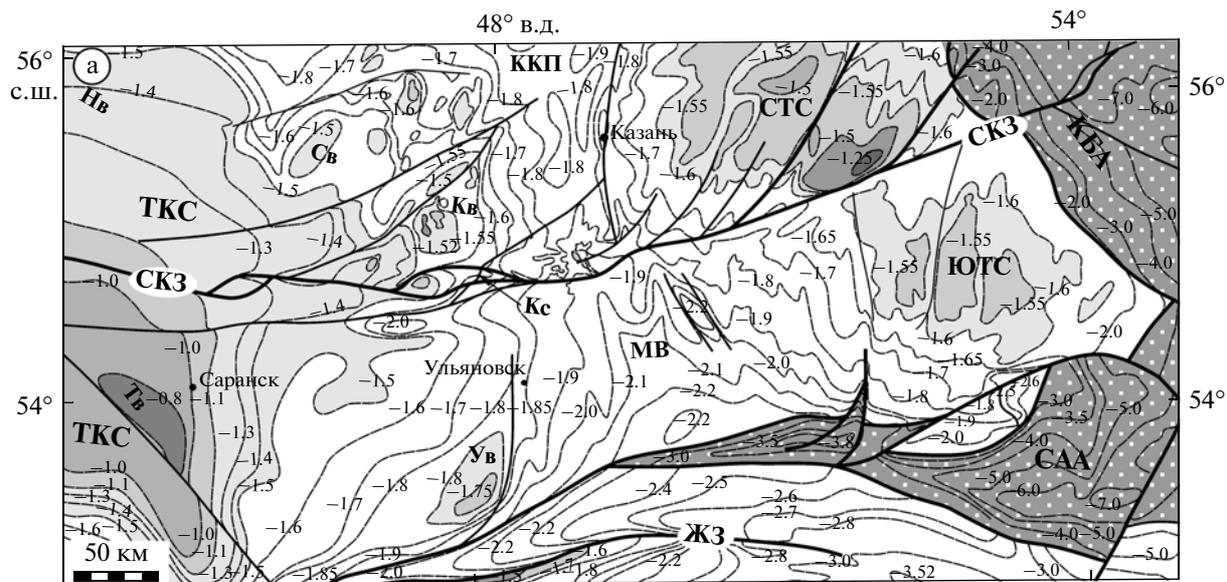


Рис. 1. Структурные схемы Волго-Уральского региона: (а) поверхности фундамента (на основе данных [9, 8, 11, 39]), (б) палеозойского структурного этажа (на основе данных [5, 6, 8, 11, 13, 34, 39]), (в) современной эрозионной поверхности (схема дешифрирования цифровой карты рельефа)

1 – изогипсы кровли фундамента (а) и верейского горизонта (б); 2 – рифейские авлакогены; 3, 4 – оси валов (3) и мелких складок (4); 5 – разломы: а – главные, б – второстепенные; б – взбросо-надвиги; 7 – сбросы; 8 – разломы на схеме (в). Зоны дислокаций: СКЗ – Сурско-Камская, ЖЗ – Жигулевская; рифейские авлакогены: КБА – Камско-Бельский, САА – Серноводско-Абдулинский; ТКС – Токмовский свод и его вершины: Нв – Нижегородская, Св – Сундырская, Кв – Канашская, Ув – Ульяновская, Тв – Токмовская; выступы: СТС – Северо-Татарский, ЮТС – Южно-Татарский; депрессии: ККП – Казанско-Кажимская, МВ – Мелекесская; локальные структуры, упомянутые в тексте: Кс – Карлинская, Тс – Тетюшинская, У – Улеминская (вал)

апикальных частей валов относительно их нижних корневых частей. Например, для Улеминского вала, развитого в центральном сегменте СКЗ, амплитуды таких смещений достигают 6–10 км (рис. 2). При этом отмечаются сложные с элементами надвига, сдвига и вращения смещения структур, составляющих данный вал [34]. С учетом ассиметричного строения валов феномен “миграции” их сводов объясняется развитием листрических взбросо-надвигов в условиях горизонтального сжатия [13, 14, 34].

Другой особенностью валов, располагающихся в обрамлении СКЗ, является ундуляция их шарниров, что приводит к распаду линейной структуры вала на цепочки мелких брахиформных складок. Анализ детальных структурных карт разных горизонтов чехла [4, 34] позволяет увязать эти особенности с проявлением нескольких фаз складчатости. В пределах СКЗ и ее обрамления широко развиты валы СВ простирания, реже – структуры СЗ и меридиональной ориентировки. Расположение систем “мелких” складок [6, 8] также свидетельствует о проявлении не менее двух фаз складчатости, пространственно связанных с разрывными структурами СКЗ (см. рис. 1б).

Геофизические данные согласуются с отмеченными выше особенностями тектоники СКЗ. Ее конфигурация подчеркивается цепочками магнитных аномалий, расположенных кулисно и линейно в центральных ее сегментах, а в пределах фланговых – веерообразно. По отношению к смежным блокам СКЗ характеризуется пониженными значениями силы тяжести и более низкими скоростями продольных волн (5400 м/с) в породах фундамента, что объясняется их тектонической дезинтеграцией [37].

Сейсмический образ коры по геотраверсу Татарсейс, пересекающему СКЗ в интервале 295–330 км, позволяет полагать, что на уровне верхней коры (0–15 км) данная структура представлена сильно сжатой синформой, образованной серией тектонических пластин (рис. 3а, б) [9]. Сейсмически расслоенная нижняя кора характеризуется аномальной мощностью в области СКЗ и смежных выступов Татарского свода (см. рис. 3б). При этом ее кровля и подошва (поверхность Мохо) имеют ассиметричную ступенчатую морфологию типа складок волочения. Один из наиболее круп-

ных нижнекоревых выступов проецируется к поверхности в области СКЗ. Наклонные отражатели нижней коры интерпретируются как листрические взбросо-надвиги с преобладающим перемещением к ЮВ [37]. Эти особенности показывают, что нижняя кора данной области испытала торошение и скучивание, возможно, за счет оттока масс из смежных областей.

Строение СКЗ на уровне осадочного чехла характеризуют сейсмопрофили, расположенные на правобережье р. Камы и в акватории Куйбышевского водохранилища (см. рис. 3) [4, 38]. На них дешифрируются тектонические нарушения различного типа: взбросы, надвиги и сбросы, грабены, складки и флексуры (см. рис. 3в–д). Разрывы образуют сложные ветвистые структуры, часто

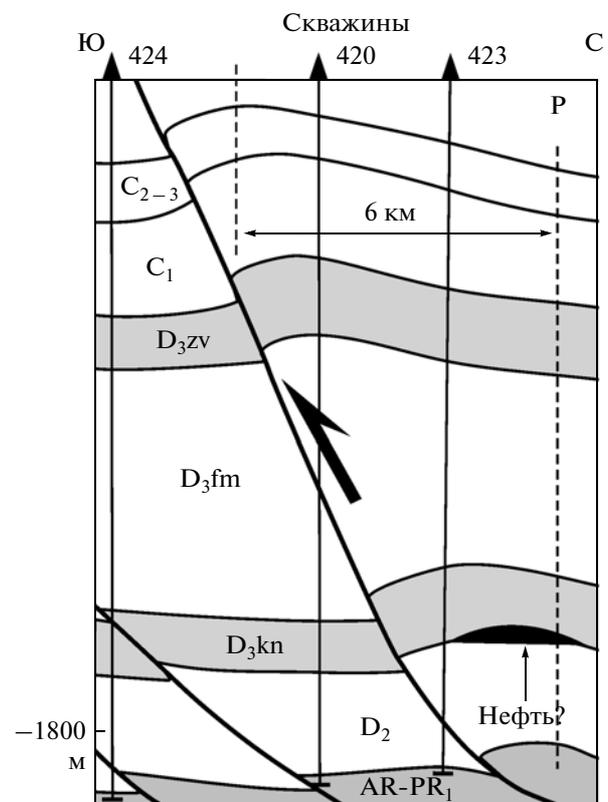


Рис. 2. Строение одной из структур Улеминского вала, связанной с листрическим взбросо-надвигом (местоположение см. рис. 3а), по: [34]

имеют листрическую и ступенеобразную морфологию, а также изменчивые наклоны сместителей. Структурные рисунки систем нарушений меняются в вертикальном направлении: крутопадающие разрывы вверх по разрезу надстраиваются структурами “цветка”, которые сменяются пологими ступенчатыми срывами и надвигами вышележащих слоев. При этом ни одно нарушение не является сквозным – все они “слепые” и “безкорневые”. Также в разрезе отмечается дисгармоничное чередование пакетов с горизонтально-слоистым и разрывно-складчатым строением (см. рис. 3г, д). Сейсмический образ последних проявляется в частичной потере осей синфазности, но складки дешифрируются и подтверждаются наземными наблюдениями (см. ниже). Эти особенности можно объяснить длительным полистадийным развитием СКЗ, обусловившим структурные несогласия и дисгармонию слоев чехла, но возможна и другая интерпретация (см. ниже).

Рассмотрим особенности строения западного, центрального и восточного сегментов СКЗ на примере ряда ключевых участков, известных в качестве Карлинских, Тетюшинских и Нижнекамских дислокаций.

ТЕКТОНИКА КАРЛИНСКОЙ СТРУКТУРЫ СДВИГОВОГО ДУПЛЕКСА

Карлинская структура (КС) расположена в западной части СКЗ в бассейне р. Карлы, левого притока р. Свияги (см. рис. 1). Она издавна привлекала внимание исследователей как уникальная система высокоамплитудных складчато-надвиговых дислокаций, развитых в отложениях палеозоя и мезозоя. В историю ее исследований внесли вклад А.П. Павлов, А.В. Нечаев, Е.В. Милановский, Г.И. Блом, В.В. Бронгулеев, А.К. Крылова, Р.Н. Валеев, А.П. Капустин, Ю.Г. Семакин, М.Л. Руднев и многие другие геологи [5, 6, 8, 11, 29, 33]. Двойственная природа КС, имеющей признаки линейной и кольцевой структуры, породила немало дискуссий. В настоящее время строение КС наиболее полно отражено в моделях коптогенного [28, 41] и тектонического ее происхождения [8, 11, 33].

В результате наших структурных исследований установлено, что КС приурочена к центральной части одного из сдвиговых дуплексов западного сегмента СКЗ (рис. 4, врезка). В ее строении обособлены структурные парагенезы двух глав-

ных генераций, соответствующих двум этапам деформаций: 1) ранние сдвиго-надвиговые транспрессионные и 2) более поздние транстензионные структуры.

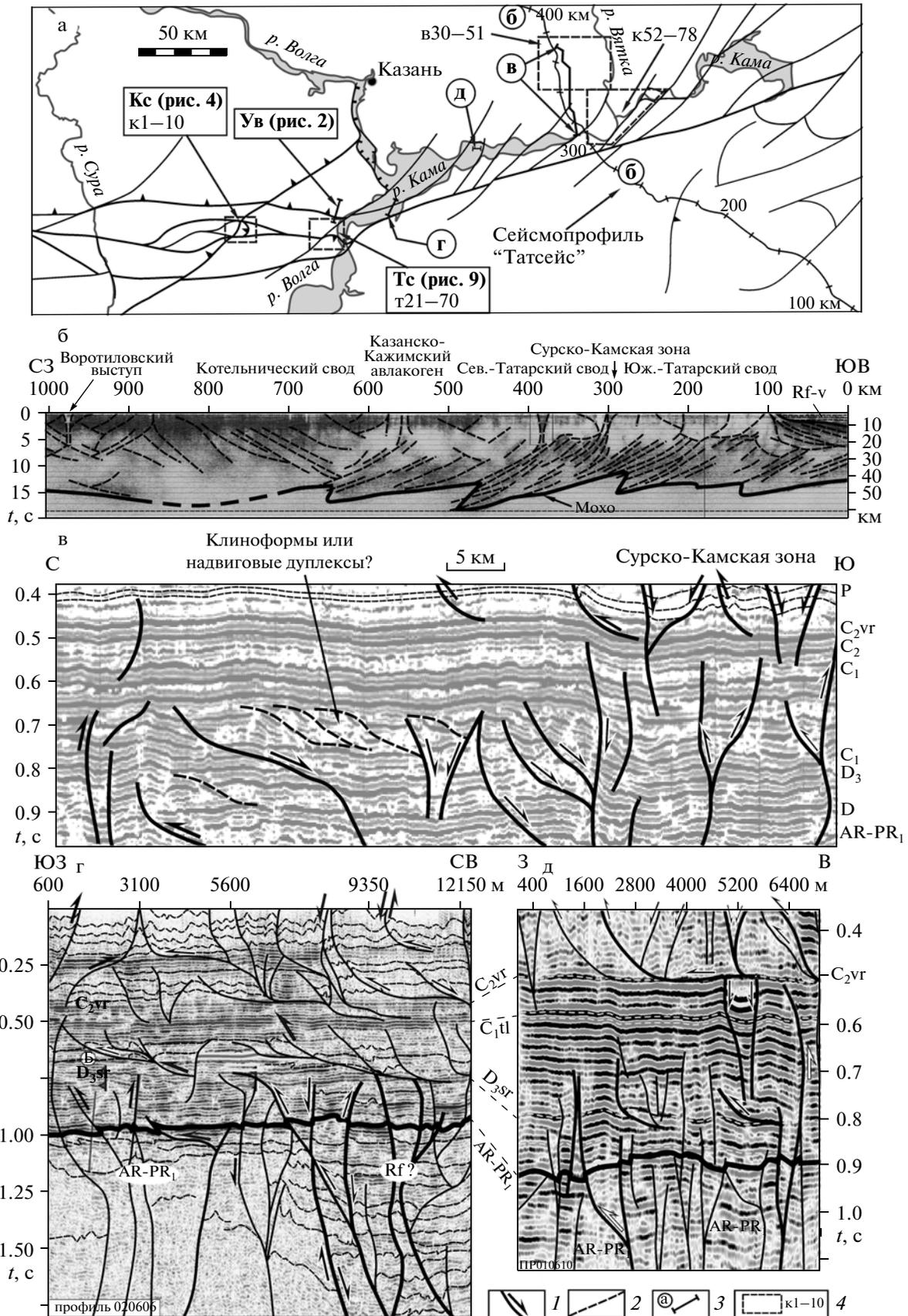
Структурные парагенезы первого этапа деформаций (D₁)

Ранние структурные парагенезы представлены системой складчато-надвиговых, покровных и сдвиговых нарушений. Развитие покровно-надвиговых структур контролировалось сдвигами, ограничивающими покровы вдоль южного и северного флангов КС. В результате на современной поверхности в пределах обширной области слабо дислоцированных юрских и меловых отложений сформировалась структура типа “треуголки Наполеона” размером порядка 10 км (см. рис. 4). В ее строении участвуют верхнепермские карбонатные (казанский ярус) и карбонатно-терригенные (татарский ярус) отложения, надвинутые на песчано-глинистые и известняковые слои среднеюрского-раннемелового возраста. В обнажениях и бурении установлено многократное сдвигание и опрокидывание фрагментов данного разреза, выявлены аллохтонные пластины чешуйчатого строения, лежащие и ныряющие покровные складки [5, 6, 8, 11, 33].

В восточной фронтальной части КС складчато-надвиговые нарушения имеют в целом пологое залегание (рис. 5, разрезы I-II, I-III). При этом покровные складки и зоны надвигания вторично “расчешуены” и смяты в опрокинутые складки, что отражает процессы скучивания и торошения тектонических пакетов во фронте аллохтона. Корневая область покровов располагается в западной части КС, которая контролируется крутопадающей системой нарушений Эндуганского разлома СВ простираения (см. рис. 4). По направлениям к СВ и ЮЗ от КС амплитуды видимых вертикальных смещений данного разрыва резко снижаются. В западной части КС Эндуганский разрыв представлен системой опрокинутых складок, сбросов, взбросов и взбросо-надвигов со сдвиговой составляющей смещений (см. рис. 4, 5). Данные разрывы имеют линейную и дугообразную конфигурацию, а степень их кривизны увеличивается в восточном направлении, что, вероятно, связано с последовательным подновлением Эндуганского нарушения в процессе развития и после формирования покровных структур.

Рис. 3. Сейсмопрофили, пересекающие Сурско-Камскую зону: (а) схема расположения профилей и участков детальных работ; (б) сейсмопрофиль МОВ-ОГТ Татсейс-2003 (основа по: [37]); (в–д) локальные сейсмопрофили: (в) – в районе устья р. Вятки [38], (г–д) – в акватории Куйбышевского водохранилища [4] (местоположение см. рис. 3а).

1 – разрывы и направления смещений; 2 – сейсмические отражения; 3 – местоположение профилей на схеме (а); 4 – участки детальных работ и номера пунктов наблюдений



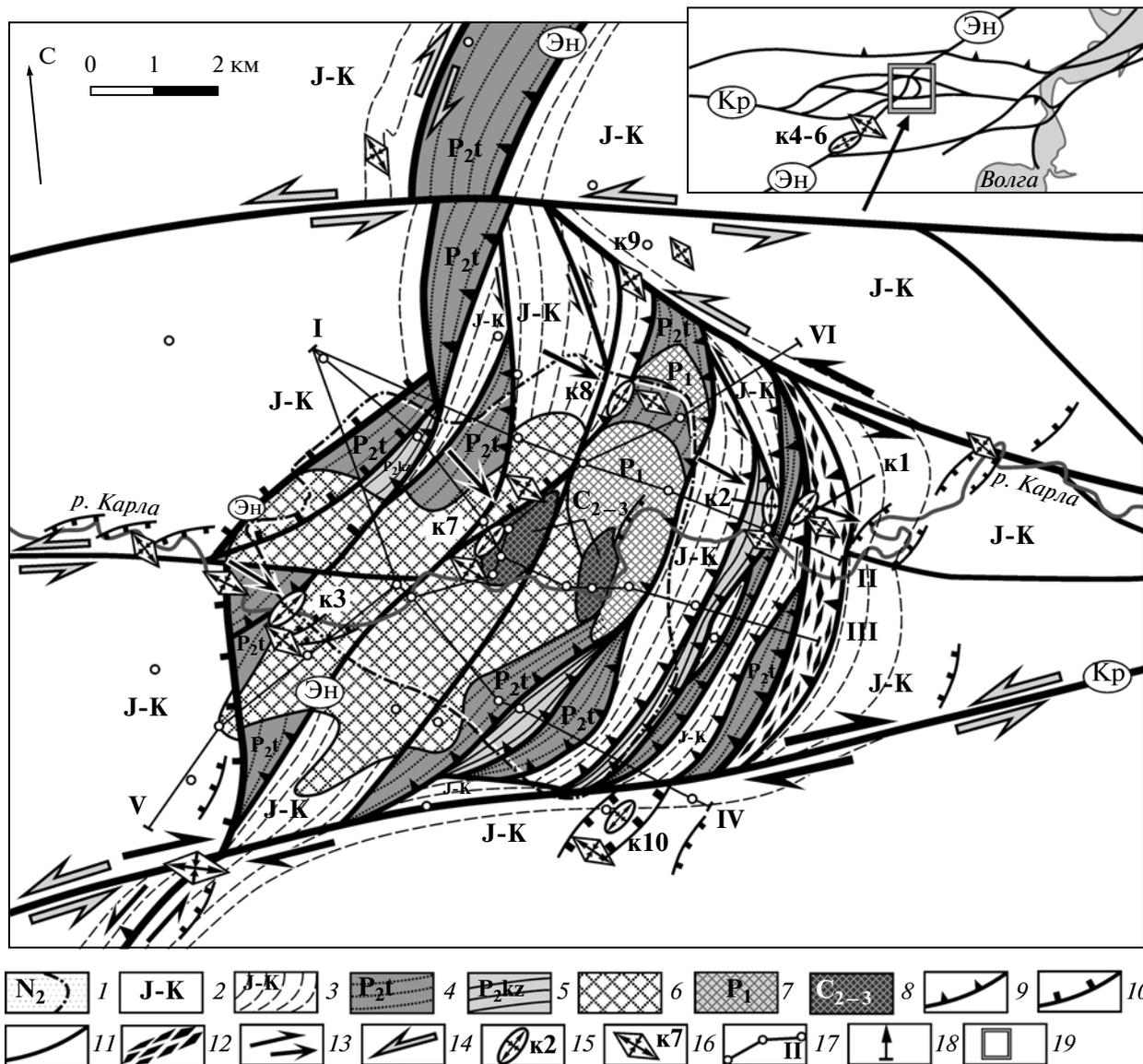


Рис. 4. Схема строения Карлинской структуры (геологическая основа по: [11, 33]). Местоположение см. врезку и рис. 1 1–5 – отложения: 1 – плиоцена (на разрезах рис. 5) и контуры их распространения (рис. 4), 2 – слабо дислоцированные юрско-меловые, 3 – складчатые юрско-меловые, 4, 5 – верхней перми: 4 – татарского, 5 – казанского ярусов; 6–8 – тектонизированные карбонатные породы протрузий: 6 – микситоподобные брекчии, 7 – нижней перми, 8 – среднего и верхнего карбона; 9–11 – разрывы: 9 – взбросы и надвиги, 10 – сбросы, 11 – сдвиги; 12 – зона меланжа; 13, 14 – направления перемещений: 13 – раннего (D₁) и 14 – позднего (D₂) этапов деформаций; 15, 16 – номера пикетов и установленная в них субгоризонтальная позиция главных осей деформаций: 15 – раннего (D₁) и 16 – позднего (D₂) этапов; 17 – линии буровых профилей; 18 – скважины (на разрезах рис. 5); 19 – контуры участка на врезке. Разломы: ЭН – Эндуганский, Кр – Карлинский

Внутреннее строение тектонических пластин характеризуется интенсивными пластическими и хрупкими деформациями, обусловившими развитие зон брекчирования, разлинзования и расланцевания пород, будинаж-структур, надвиговых дуплексов и мелких асимметричных складок (рис. 6а). Вдоль надвиговых поверхностей развиты милониты и глинки трения со штрихами скольжения. В основании тектонических пластин и, главным образом, во фронтальной части по-

кровов широко развиты зоны тектонического меланжа мощностью до первых десятков метров. Они состоят из матрикса и обломочных включений размером от первых сантиметров до нескольких метров, представленных породами стратиграфического интервала верхняя пермь–верхняя юра [33]. Отмечаются угловатые глыбы и мелкие обломки, линзовидные тела, которые иногда смяты в складки волочения и образуют структуры “снежного кома” (см. рис. 6б).

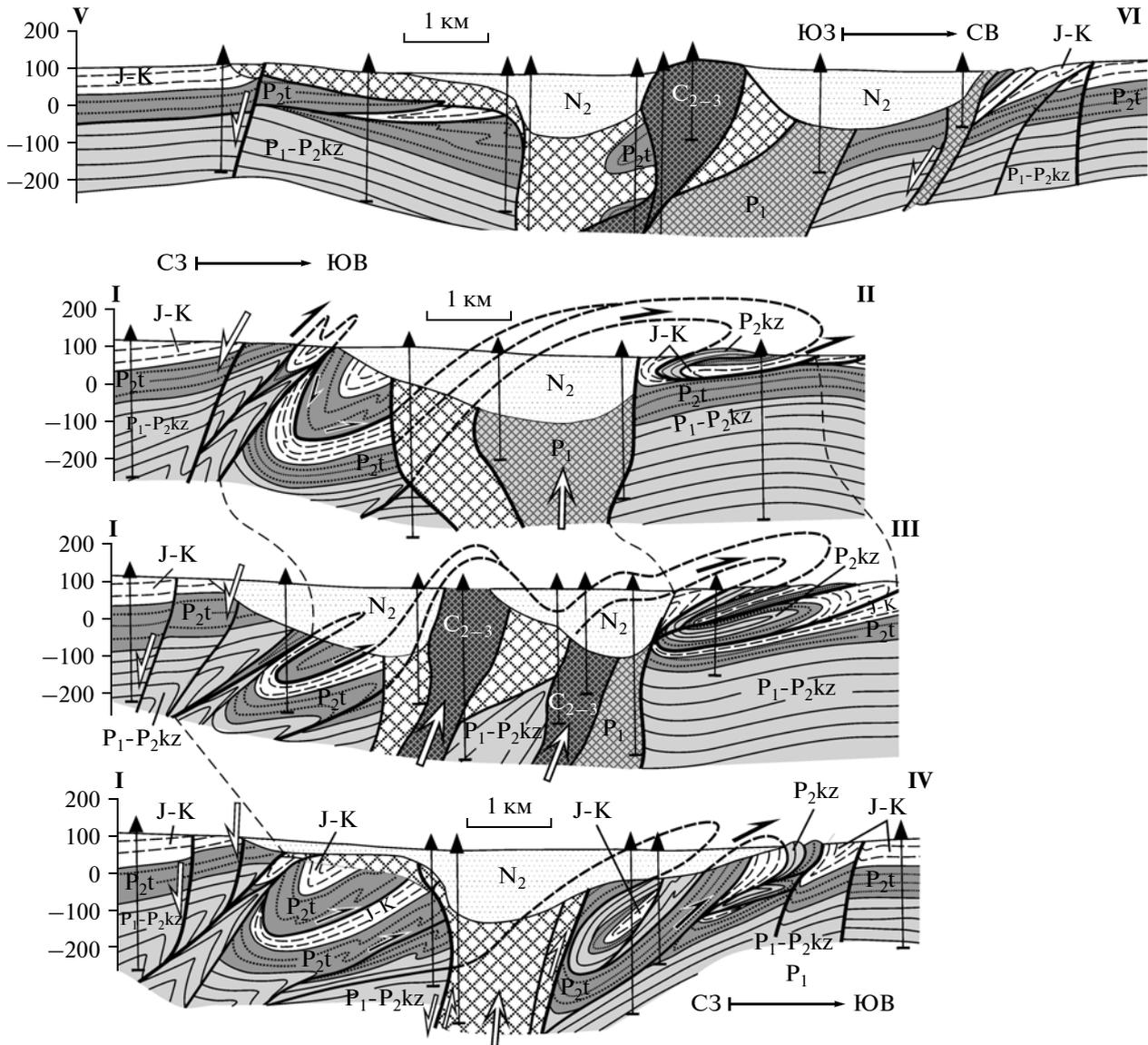


Рис. 5. Геолого-структурные разрезы Карлинской структуры (геологическая основа по: [33]). Местоположение буровых профилей и условные обозначения см. рис. 4

Пологие покровно-надвиговые структуры фронтальных частей КС постепенно сменяются более крутыми залеганиями нарушений по мере приближения к корневой части покровов в области Эндуганского разрыва. Аналогичная ситуация, вплоть до появления субвертикальных разрывов, наблюдается вдоль северного и южного флангов КС, ограниченной сдвигами (см. рис. 5). Здесь часто развиты крутопадающие тектонические пластины преимущественно сдвигового скольжения (см. рис. 6в).

Статистический анализ элементов залегания осадочных слоев в пределах всей КС позволил выявить три генерации складок. Полюса слоистости на стереограмме распределяются вдоль трех глав-

ных поясов, занимающих траектории, в одном случае – вдоль дуги большого круга (цилиндрические складки F_1), в двух других – в соответствии с дугами малых кругов (конические складки F_2 и F_3) (рис. 7а). Первые две системы складок (F_1 и F_2) имеют почти сходную СВВ и СВ ориентировку осевых плоскостей, характеризуются как асимметричные структуры ЮВ и ВЮВ вергентности. Учитывая, что эти складки почти коаксиальны и отражают тенденцию изменения морфологии от цилиндрических к коническим (присдвиговым) структурам, можно полагать, что они связаны с единым этапом прогрессивного развития правосдвиговых дислокаций (D_1), в процессе чего струк-

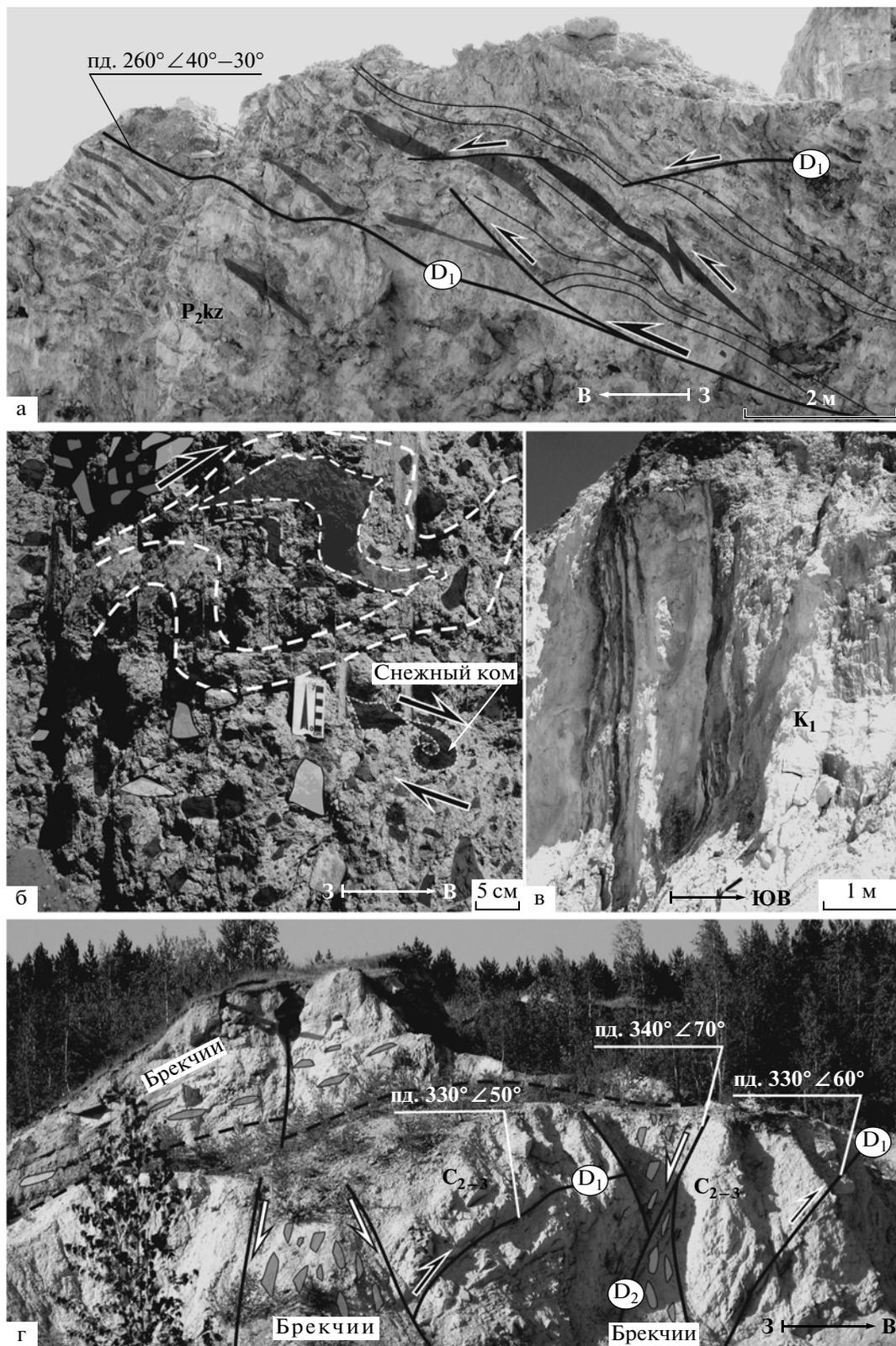


Рис. 6. Фотографии структур дислоцированных пород Карлинской структуры (вид в разрезе): ранние надвиговые дислокации (D_1) в а – аллохтонной пластине казанского яруса, б – в зоне меланжа; в – тектонические пластины со взбросо-сдвиговыми перемещениями в отложениях нижнего мела; г – системы нарушений в области проявления вертикальных протрузий. Пояснения см. текст

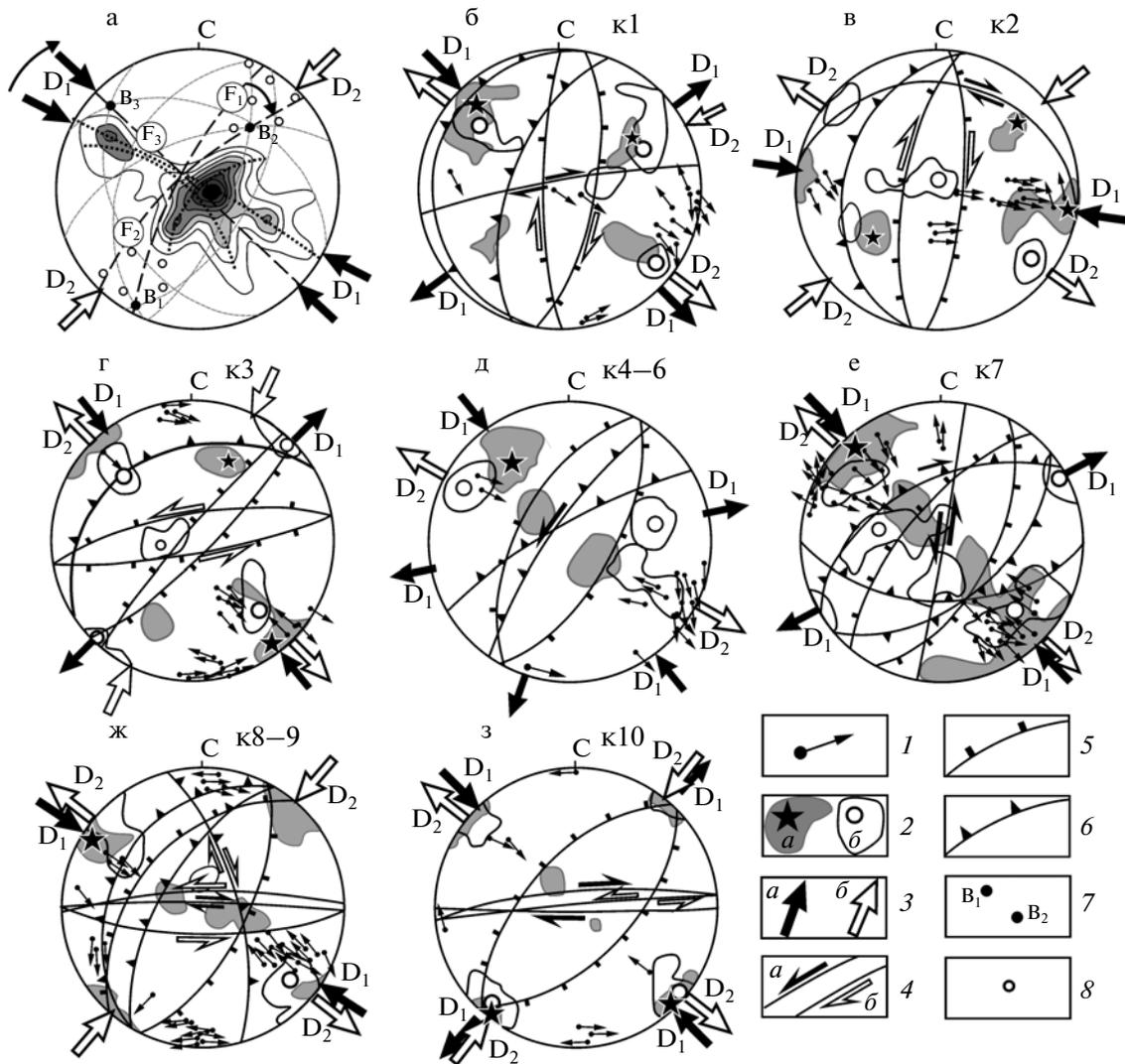


Рис. 7. Стереографические проекции (нижняя полушфера): а – полюсов слоистости в пределах Карлинской структуры ($n = 226$, изолинии-1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10%); б–з – полюсов складов и разрывов с векторами перемещения висячего крыла: б – в зоне меланжа пикет к1; в отложениях верхней перми: в – пикет к2, г – пикет к3; д – в отложениях юры, пикеты к4–6 (на врезке); е – в области протрузий карбонатных известняков, пикет к7; ж – в отложениях мезозоя и верхней перми, пикеты к8, 9; з – в отложениях мезозоя, пикет к10. Местоположение пикетов см. рис. 4

1 – полюса нарушений и векторы перемещений висячего крыла; 2 – положение главных осей деформации и областей их рассеивания: а – сжатия, б – растяжения; 3 – проекция главных осей деформации на горизонтальную плоскость: а – раннего (D_1) и б – позднего (D_2) этапов; 4, 5 – усредненные позиции плоскостей нарушений: 4 – сдвигов: а – ранней; б – поздней генераций, 5 – сбросов, 6 – взбросов и надвигов; 7, 8 – шарниры складов (B_1, B_2, B_3), найденные геометрически (7) и по замерам в обнажениях (8). F_1, F_2, F_3 – осевые плоскости складов разных генераций

туры испытывали вращение по часовой стрелке. На стереограмме реконструируются и пологие конические складки S_3 простираения, а также субизометричное поле рассеивания полюсов слоистости, характеризующих куполообразные структуры, которые рассматриваются в качестве тектонических образований второго этапа деформаций (D_2) (см. рис. 7а) (см. ниже).

Структурно-кинематические исследования в пределах КС проводились на основе изучения зеркал скольжения, трещин отрыва, асимметричных

мелких складок и будин, структур вращения и смещений вдоль разрывов. Наблюдениями были охвачены почти все комплексы пород, участвующие в строении КС, для которых выявлены кинематически идентичные структурные парагенезы. Статистический анализ векторов смещений вдоль нарушений позволил выделить два главных структурно-кинематических парагенеза (см. рис. 7б–з). Первый из них соответствует ранним покровно-надвиговым и сдвиговым структурам этапа D_1 . Для взбросов и надвигов данного парагенеза, часто

имеющих сдвиговую составляющую, реконструируются перемещения в ВЮВ и ЮВ направлениях (см. рис. 7б–г, ж). С ними кинематически согласованы правые сдвиги субширотного простирания (см. рис. 7б, з), а также левосторонние взбросо-сдвиги Эндуганского нарушения ССВ ориентировки (см. рис. 7д). Полученные с помощью программы FaultKin6 позиции осей сжатия для данного структурного парагенеза в основном соответствуют горизонтальному направлению СЗ–ЮВ. Это согласуется с полем палеонапряжений, выявленным на основании анализа складчатых структур (см. рис. 7а, 7б–д, ж, з). Ориентировки главных осей деформации показаны на структурной карте в соответствующих точках наблюдений, что позволяет судить о кинематике нарушений раннего этапа деформаций (см. рис. 4). В целом можно отметить, что формирование КС на данном этапе происходило в условиях транспрессии. Развитие надвигов и покровов было сопряжено с праводвиговыми смещениями вдоль субширотной зоны, образующей южный фланг структуры. Северный фланг КС и выдвигание покровов к ЮВ контролировали левые сдвиги СЗ простирания.

Структурные парагенезы второго этапа деформаций (D₂)

Поздние структурные парагенезы представлены системой сбросов, отрывов, сбросо-сдвигов и сдвигов, а также штокообразными и дайкообразными инъекционными телами сильно дезинтегрированных карбонатных пород – тектонитов, представляющих стратиграфический интервал отложений от среднего карбона до верхней перми. В значительном объеме данные тектониты преобразованы в карбонатную “муку”, в которую включены обломки и блоки относительно монолитных, но сильно раздробленных известняков размером от сантиметров до многих десятков метров. Размеры инъекционных карбонатных тел варьируют от первых до многих сотен метров. Наиболее крупные тела (0,5–2,5 км) образуют серию вертикальных протрузий, прорывающих друг друга и систему надвигов–покровов центральной части КС (см. рис. 5). В горизонтальном срезе протрузии образуют линзовидные тела, линейно вытянутые в направлении ЮЮЗ–ССВ (см. рис. 4). В строении относительно слабо дезинтегрированных блоков протрузий распознаются реликтовые фрагменты ранних надвигов и взбросов (D₁), а также более поздних наложенных сбросов (D₂), сочетание которых реализуется в линзообразных и веерообразных структурах вертикального выжимания вещества (см. рис. 6г). Это позволяет полагать, что протрузии начали формироваться на этапе транспрессии (D₁), но в пределах наблюдаемого верхнего уровня разреза они имеют наложенный характер по отношению к ранним

структурам (D₁). Протрузии тесно ассоциируют с кластическими дайками и мелкими штоками, представляющими собой полости отрыва, заполненные обломками карбонатных пород.

Среди протрузий центральной части КС выделены структуры различного уровня глубинности по признаку преобладания в их составе включений определенного стратиграфического интервала [11, 33]. По периферии они обрамляются микститоподобными брекчиями, сложенными карбонатной “мукой” и “перемешанными” обломками карбонатных пород среднего карбона–верхней перми. Иногда, вместо тектонической “муки”, цементом обломочных включений служат травертиноподобные и скелетные (выщелоченные) карбонатные образования, что указывает на высокую степень флюидизации тектонитов. На верхних структурных уровнях микститы часто образуют шлейфы – слои и линзы переотложенных образований, содержащих слабо окатанные обломки известняков и имеющих относительно выдержанную мощность (десятки метров). Эти образования с несогласием перекрывают и захватывают в виде линз породы татарского яруса и мезозоя, содержат мелкие обломки миоценовых пород, которые отсутствуют в коренных разрезах данной территории [28]. На основании этого возраст микститоподобных брекчий оценивается как миоценовый [11, 33], но, учитывая то, что эти образования отчасти переотложены, миоцен должен рассматриваться как верхний возрастной рубеж их формирования.

В строении шлейфов переотложенных брекчий обособлены структуры субгоризонтального течения и рассланцевания, а также мелкие асимметричные складки оползания, вергентность которых указывает на центробежные направления перемещения вещества по отношению к протрузиям центральной части КС. Результаты бурения показывают, что плоскостные структурны (разлинзование, рассланцевание) микститоподобных брекчий характеризуются пологим (5°–30°) залеганием в приповерхностных уровнях протрузий. Вниз по разрезу в интервале глубин 100–450 м ситуация постепенно меняется и появляются крутые и субвертикальные залегания структур. На глубинах свыше 450 м вновь проявляются элементы пологой тектонической расслоенности. Таким образом, корни протрузий приурочены к поверхности срыва и субгоризонтального течения вещества на уровне отложений среднего карбона (верейский горизонт?), выше располагается зона субвертикального выжимания, которая сменяется областью гравитационного растекания материала по древней эрозионной поверхности [33].

Протрузии центральной части КС образуют субизометричное поднятие шириной 2–3 км, которое обрамляется кольцевой депрессией диамет-

ром до 5 км, заполненной нижнеплиоценовыми озерными отложениями мощностью до 250 м. В основании их разреза отмечается резкое угловое несогласие и песчано-гравийные слои. На склонах центрального поднятия, образованного протрузиями, в этих слоях отмечаются признаки гравитационного оползания, встречаются линзы — отторженцы палеозойских и мезозойских пород, что позволяет рассматривать их в качестве олистостромы [33].

В целом рассмотренный структурно-вещественный парагенез объединяет сбросы и сдвиги, инъекционные структуры и верхние уровни вертикальных протрузий, связанные с ними формы латерального приповерхностного растекания вещества, микститоподобные брекчии, а также палеоморфоструктуры центрального поднятия и кольцевой депрессии, заполненной осадками плиоцена. Такое сочетание структур и тектонитов может быть объяснено моделями импактного события [28, 41] и представлениями о развитии инъекционных структур в узле пересечения разрывных нарушений [8, 11, 33].

Структурно-кинематические данные свидетельствуют о тектоническом происхождении структур второй генерации. Главными элементами данного парагенеза являются структуры субгоризонтального растяжения: сопряженные сбросы с различным наклоном сместителей, связанные с ними мезоструктурные горсты и грабены, сбросо-сдвиги и сдвиги, трещины и полости отрыва, часто представленные в качестве кластических даек и линзообразных в плане штоков. В целом эти нарушения имеют ССВ и СВ простирание, что свидетельствует о субконформном характере их развития по отношению к складчато-надвиговым структурам первой генерации (см. рис. 7б–з). При этом в обнажениях отмечаются более крутые залегания и наложено-секущие соотношения сместителей сбросов (D_2) с ранними надвиговыми структурами (D_1) (см. рис. 6г). Левосдвиговые нарушения субширотного простирания, динамически сопряженные с системами сбросов, обнаруживают признаки кинематической инверсии по отношению к субширотным правым сдвигам первой генерации (см. рис. 7г, ж, з). Проявление инверсии сдвиговых смещений иногда отмечается в пределах единых зон, в строении которых обособлены сколы с левосторонними и правосторонними смещениями.

Рассматриваемые поздние структуры (D_2) пронизывают все комплексы пород палеозоя и мезозоя КС. Иногда сбросы данной системы с небольшими амплитудами смещений проникают и в нижние горизонты плиоценовых отложений кольцевой депрессии, но вверх по разрезу они затухают. В строении протрузий центральных частей КС сбросовые нарушения (D_2) имеют слож-

ные соотношения с дивергентными системами крутопадающих взбросов (D_1) (см. рис. 7е). Пространственные сочетания тех и других структур, по сути, отражают единый процесс вертикального выжимания карбонатных пород к поверхности. Это может свидетельствовать о длительном развитии протрузий на протяжении раннего (D_1) и позднего (D_2) этапов деформаций.

Кинематические данные показывают, что структурные парагенезы второго этапа деформаций развивались преимущественно в условиях левосдвиговой трансенсии и субгоризонтального растяжения в направлении СЗ–ЮВ, что отражает ситуацию полной кинематической инверсии, имевшей место при переходе от раннего к позднему этапу развития КС (см. рис. 7). Линейно-сквозной характер распределения и ориентировки структур (и палеонапряжений) второй генерации не согласуется с теоретически ожидаемой для импактного события радиально-концентрической структурой. Ее элементы отчасти присущи кольцевой депрессии и складкам гравитационного оползания, совокупность которых объясняется компенсационным прогибанием, связанным с формированием вертикальных протрузий, и оползневыми явлениями на склонах поднятий.

ТЕКТОНИКА ТЕТЮШИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ

Тетюшинская структура (ТС) приурочена к центральному сегменту Сурско-Камской зоны (СКЗ), где она пересекает долину р. Волги и испытывает небольшой изгиб, сменяя направление простирания с широтного на ВСВ (см. рис. 1). Складки ТС обнажаются в обрывах правого берега р. Волги в районе п. Тетюши, расположенного в 60 км к востоку от Карлинской структуры (рис. 8а, б). Данная система складок охватывает обширную территорию и доступна наблюдениям также в бассейне верхнего течения р. Улемы в 10–15 км к западу от Тетюшинского разреза (см. рис. 8а). Простирание осей складок в пределах этого участка меняется от ЮЗ–СВ до СЗ–ЮВ направлений. Вариации ориентировки их шарниров отмечаются и в отдельных обнажениях. В дислокациях участвуют верхнепермские и юрские отложения.

Складчатые структуры в районе п. Тетюши осложняют красноцветные отложения татарского яруса и обнажаются в полосе шириной до 200 м (см. рис. 8б, 9а). По направлению к югу они плавно затухают и сменяются областью пологого залегания слоев, осложненных зонами субслоного срыва и тектонического течения. В пределах последних проявляются R-сколы, асимметричные будины и мелкие дисгармоничные складки, связанные с развитием послонных срывов и надви-

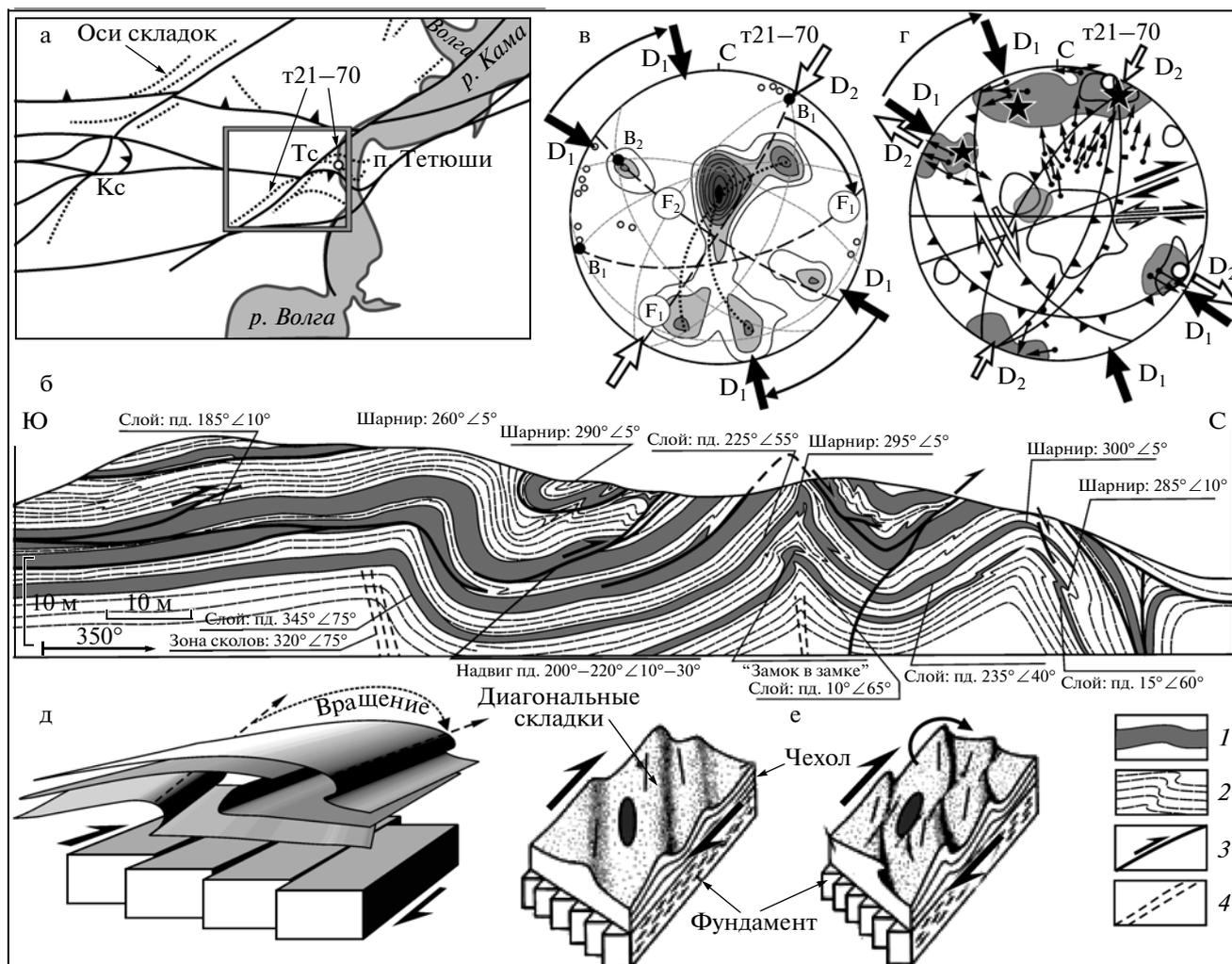


Рис. 8. Схемы, иллюстрирующие строение складчатых дислокаций Тетюшинского района: а – местоположение и контуры участка детальных работ, б – геолого-структурный разрез дислоцированных отложений татарского яруса (пристань п. Тетюши), в, г – стереографические проекции структурных элементов пермских и мезозойских отложений в пределах участка детальных работ и пикетов т21–70 (нижняя полусфера): в – полюсов слоистости ($n = 178$, изолинии-1, 3, 4, 6, 7, 8, 10, 11%), г – полюсов сколов и разрывов с векторами перемещения висячего крыла (условные обозначения см. рис. 7); д – схематичная диаграмма строения Тетюшинских ротационных складок, связанных с глубинной зоной сдвига; е – диаграммы, иллюстрирующие механизм формирования диагональных и ротационных складок в пластичном чехле за счет деформации простого сдвига в фундаменте, по: [42]
1 – известняки; 2 – аргиллиты и мергели; 3 – разрывы и смещения по ним; 4 – сколы

гов (рис. 9б). Морфологические особенности складок меняются даже в пределах одной единой структуры, отражая последовательные стадии ее развития от относительно простой ассиметричной складки к опрокинутой, а затем и дисгармоничной лежащей складке пластического течения (см. рис. 9б). При этом, как это видно на рисунке 9б, часто отмечается постепенное изменение ориентировки шарниров складок с их вращением вокруг вертикальной оси на угол до 40° . Объемная реконструкция этой ситуации показана на диаграмме (см. рис. 8д).

По направлению к северу область проявления пологих зон субслоистого течения сменяется си-

стемой крупных складок (в районе пристани п. Тетюши), которые сминают данные зоны (см. рис. 8б). Эти структуры характеризуются как ассиметричные наклонные складки с вергентностью в северных румбах, которая, судя по региональным данным, сменяется встречной вергентностью структур в северном борту СКЗ (см. рис. 2, 3г, 8а). Складки имеют амплитуду до 30 м и размах крыльев 30–60 м. В морфологическом отношении эти структуры во многом подобны мелким складкам субслоистого течения (см. рис. 8б, 9б). Принцип подобия разноранговых структур соблюдается и в постепенном изменении ориентировки шарниров тех и других скла-

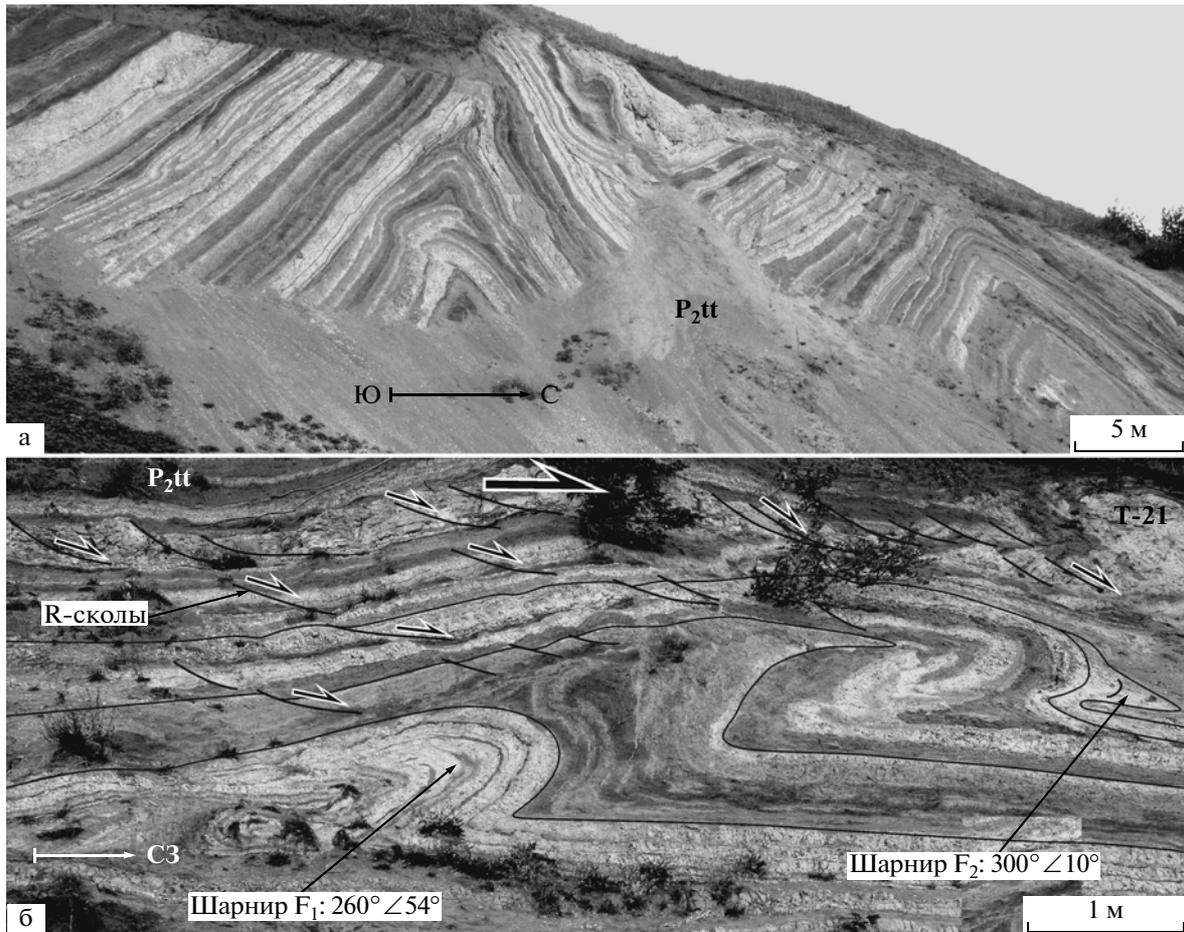


Рис. 9. Фотографии Тетюшинских складчатых структур в отложениях татарского яруса: а – крупные складчатые структуры в районе пристани п. Тетюши, б – мелкие асимметричные ротационные складки субслоистого течения к югу от п. Тетюши. Пояснения знаков см. рис. 7

док: вдоль линии разреза на рисунке 8б отмечается последовательная с юга на север смена позиции шарниров крупных структур от 260° до 300° . Можно полагать, что эти складки также связаны с зоной пологого срыва и надвигания, залегающей ниже по разрезу. Эта версия подтверждается данными сейсмического профилирования, показывающими, что в основании данной складчатой пачки слоев на глубинах, соответствующих 0.25 с, размещается пакет горизонтально-слоистых образований, осложненных субслоистым течением (см. рис. 3г).

Статистический анализ элементов залегания осадочных слоев в районе п. Тетюши и реки Улемы позволил выявить три генерации складок. Полюса слоистости на стереограмме распределяются вдоль трех главных поясов, занимающих траектории дуг большого (цилиндрические складки) и малых кругов (конические складки) (см. рис. 8в). Первые две системы складок (F_1) имеют СВ и ВСВ ориентировку осевых плоскостей, характеризуются как асимметричные структуры, имеющие СЗ и ССЗ

вергентность. По отношению к субширотному простиранию СКЗ данные структуры могут рассматриваться в качестве диагональных складок раннего этапа деформаций (D_1), связанных с праводвиговыми смещениями. Изменение их пространственной позиции, вероятно, обусловлено процессами прогрессивного развития праводвиговых смещений с соответствующим вращением структур по часовой стрелке (см. рис. 8д). Более поздние конические складки (F_2) имеют СЗ ориентировку и представляют собой диагональные структуры второго этапа деформаций (D_2), сформировавшиеся при кинематической инверсии и проявлении леводвиговых смещений вдоль СКЗ (см. рис. 8в).

Структурно-кинематические исследования позволили выявить преимущественно надвиговые и взбросовые, реже сдвиговые и комбинированные перемещения вдоль различно ориентированных нарушений (см. рис. 8г). Установлено две главные группы структурных парагенезов, соответствующих двум этапам деформации: 1) ранние взбросы

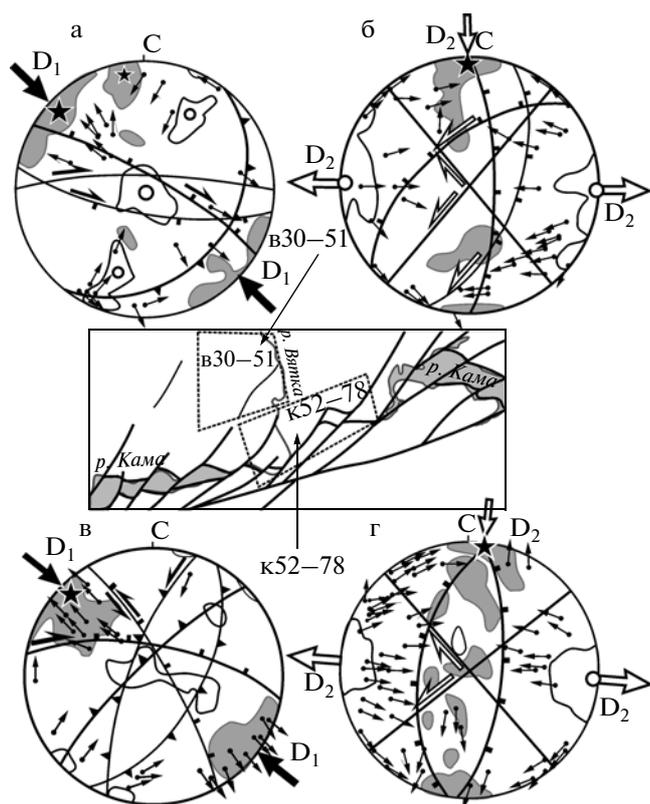


Рис. 10. Стереографические проекции (нижняя полу-сфера) полюсов складов и разрывов в породах верхней перми с векторами перемещения висячего крыла для участков: а, б – правобережья р. Вятки в пикетах в30–51, в, г – правобережья р. Камы в пикетах к52–78 (местоположение см. врезку)

и надвиги, а также сопряженные с ними субширотные правые сдвиги, сформировавшиеся в условиях горизонтального сжатия в направлении СЗ–ЮВ (D_1); 2) поздние сбросы и субширотные левые сдвиги, а также надвиги и взбросо-сдвиги, развитие которых было связано с горизонтальным растяжением по линии ЗСЗ–ВЮВ и (или) горизонтальным сжатием в направлении ССВ–ЮЮЗ (D_2) (см. рис. 8г). Отмеченные на стереограмме вариации ориентировки главной оси сжатия для раннего этапа деформаций, вероятно, связаны с ротационными процессами в зоне сдвига. Эти кинематические данные согласуются с результатами анализа складчатых структур (см. рис. 8в, г).

Крупных сдвиговых нарушений в пределах центрального (Тетюшинского) сегмента СКЗ не наблюдается. Прямыми признаками проявления регионального сдвига являются системы диагональных по отношению к простиранию СКЗ складок и явления вращения структур вокруг вертикальной оси. Вращение шарниров складок, вероятно, связано с проявлением крутопадающих сдвигов в нижних горизонтах чехла и породах фундамента

(см. рис. 3г). Такого рода явления широко известны [16, 17, 42], и Тетюшинские дислокации могут рассматриваться в качестве диагональных и ротационных складчато-надвиговых структур сдвигового генезиса (см. рис. 8д, е). Можно предположить, что они сформировались при взаимодействии трех факторов: 1) развитие субслойных срывов и надвиговых перемещений в северных румбах, испытавших “торможение” и торшение перед фронтом контрвергентных структур, что обусловило их смятие в складки; 2) влияние ротационных процессов, связанных с проявлением “слепых” сдвигов в нижележащих комплексах пород; 3) проявление кинематической инверсии СКЗ в процессе ее трансформации из правосдвиговой в левосдвиговую структуру.

ТЕКТОНИКА НИЖНЕКАМСКОЙ СТРУКТУРЫ “ДОМИНО”

Нижекамская структура охватывает большую часть восточного сегмента СКЗ. Дешифрирование цифровой карты рельефа и анализ конфигурации магнитных аномалий показывают, что в строении зоны обособлены магистральное нарушение ВСВ простирания и оперяющие его вдоль северного борта вторичные разрывы СВ ориентировки (см. рис. 1). Данные диагональные нарушения распределены регулярно и нарезают в верхнепермских отложениях кулисообразную систему доменов шириной 10–20 км [11]. Внутреннее строение доменов нарушено поперечными их простиранию короткими разрывами, которые срезают их СВ фланги, придавая им общий облик перекошенной стопки клавиш домино. Особенности этой структуры хорошо выражены в современном рельефе и, прежде всего, в морфологии долины р. Камы, которая образует резкие расширения в СВ торцевых частях доменов – “клавиш домино” (см. рис. 1в).

Параллельно диагональным разрывам развиты крупные валообразные структуры и мелкие приразломные складки, в целом образующие правостороннюю кулису по отношению к магистральному разлому СКЗ (см. рис. 1б). Эти структуры, развитые в породах чехла и в кровле фундамента, прослеживаются в СВ направлении на значительном удалении от СКЗ, создавая линейный стиль тектоники Северо-Татарского выступа (см. рис. 1а, б).

Структурно-кинематические исследования в нижнем течении рек Вятки и Камы позволили получить мезоструктурные данные об особенностях кинематики диагональных нарушений, оперяющих магистральную зону СКЗ. Детально изучено два участка: 1) правобережье р. Камы на отрезке Соколиные горы – г. Елабуга; 2) правобережье р. Вятки на удалении 20–60 км от ее устья (рис. 10). Полученные кинематические данные

для этих участков во многом идентичны, с той разницей, что в пределах первого участка, охватывающего структуры “домино”, мезоструктурные парагенезы в большей степени соответствуют мегаструктурному рисунку СКЗ. В этом отношении структуры второго участка, представляющие собой удаленную область динамического влияния СКЗ, менее информативны.

На стереографических проекциях показаны разбракованные по принципу динамической согласованности кинематические данные (см. рис. 10). Они отражают наличие двух групп структурных парагенезов во многом сходных по пространственно-геометрическим параметрам, но отличающихся по кинематическим признакам. Главными элементами парагенеза структур первого этапа деформаций (D_1) являются взбросы и левые сдвиго-взбросы СВ простирания, а также субширотные сбросо-сдвиги, которые в целом характеризуют обстановку горизонтального сжатия в направлении СЗ–ЮВ (см. рис. 10а, в). Парагенез структур второго этапа деформаций (D_2) объединяет левые сдвиги и сбросо-сдвиги СВ простирания, сопряженные с ними правые сдвиги СЗ ориентировки, а также субмеридиональные сбросы, соответствующие в целом обстановке субширотного растяжения – меридионального сжатия (см. рис. 10б, г). Кинематические данные показывают, что первый этап деформаций СКЗ соответствовал обстановке правосдвиговой транспрессии с преимущественным развитием диагональных взбросов, валов и складок СВ простирания. Во время второго этапа в результате кинематической инверсии СКЗ трансформировалась в левосдвиговую структуру, а диагональные нарушения СВ ориентировки – в левые сбросо-сдвиги. Структуры растяжения данного парагенеза резко доминируют над структурами сжатия, что указывает на обстановку транстенсии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Совокупность рассмотренных геолого-структурных и геофизических данных показывает, что Сурско-Камская зона (СКЗ) представляет собой глубинное тектоническое нарушение, участвующее в строении всех структурных этажей платформы и, возможно, проникающее в нижние уровни коры (см. рис. 1, 3). Имеются признаки ее унаследованного и полистадийного развития от ранних стадий формирования континентальной коры Волго-Уральского кратона (AR–PR₁), в процессе становления структур кровли фундамента и последующей эволюции фанерозойских осадочных бассейнов [6, 9, 11]. Полученные структурно-кинематические данные позволяют охарактеризовать самые последние этапы развития СКЗ. В пределах всех изученных сегментов

СКЗ были выявлены структурные парагенезы двух этапов деформаций киммерийско-альпийского времени, характеризующие данную зону в качестве знакопеременного сдвига.

Ранний этап деформаций СКЗ проходил в условиях правого сдвига и преимущественного развития структур сжатия (диагональные складки, взбросы, надвиги и др.), что указывает на общую обстановку транспрессии (рис. 11а, б). Нижний возрастной рубеж проявления этого этапа фиксируется развитием сдвиго-надвиговых структур в отложениях нижнего мела (Карлинская структура); верхний – не имеет четкого возрастного репера, но ограничен наличием поверхности несогласия в основании предположительно миоценовых переотложенных брекчий, связанных с развитием апикальных частей Карлинских протрузий. Таким образом, можно говорить о поздне-мезозойском-палеогеновом временном интервале или поздне-киммерийском-раннеальпийском тектоническом цикле деформаций.

Поздний этап деформаций СКЗ проявился в обстановке левосдвиговой транстенсии, в результате которой сформировались преимущественно структуры растяжения (сбросо-сдвиги, раздвиги, присдвиговые депрессии и др.) (см. рис. 11а, в). Ранний возрастной рубеж проявления данного этапа четко не датируется. Можно констатировать активное развитие деформаций этого типа в плиоцене в связи со структурами гравитационного оползания раннеплиоценовых осадков кольцевой депрессии на склонах центрального поднятия Карлинских протрузий. Учитывая то, что некоторые нарушения проникают в четвертичные отложения, и все они хорошо дешифрируются и подчеркиваются морфологией современного рельефа, можно полагать, что проявление деформаций второго этапа продолжалось и в четвертичное время. В целом поздние транстенсионные деформации соответствуют позднеальпийскому циклу. Отмеченная стадийность развития СКЗ согласуется с региональными материалами о последовательности проявления складчато-разрывных структур Волго-Уральской провинции [7, 11, 33, 35].

Интересной особенностью СКЗ является ее неоднородное строение в вертикальном и латерально-продольном направлениях.

Вертикальную неоднородность СКЗ иллюстрируют сейсмопрофили, на которых дешифрируются сложные сочетания складчатых и разрывных структур различной морфологии и кинематического типа (см. рис. 3в–д). Структурные рисунки систем разрывов меняются в вертикальном направлении, и ни одно нарушение не является сквозным – все они “слепые” и “безкорневые”. Также в разрезе отмечается дисгармоничное чередование пакетов с разрывно-складчатым и горизонтально-слоистым (расслоенным?) строением

(см. рис. 3г, д). Эти явления отчасти связаны со структурно-стратиграфическими несогласиями, которые отражают полистадийное развитие СКЗ. Однако некоторые особенности общей структурной дисгармонии требуют иных объяснений. К примеру, интенсивность деформаций вверх по разрезу СКЗ не снижается, как этого следовало бы ожидать в случае стратиграфических несогласий, а, порой, наоборот — нарастает в верхних слоях. Следовательно, структурная дисгармония является в большей степени следствием реологической неоднородности и расслоенности чехла, что и является главным фактором распределения деформаций. Данные структурные явления наилучшим образом объясняются моделями развития сдвиговых нарушений и особенностями их адаптации в реологически расслоенной среде, к примеру, сдвиговых слайдов в кристаллическом фундаменте (или в другом компетентном горизонте) и диагональных складок “пластичного” чехла (см. рис. 8е) [42].

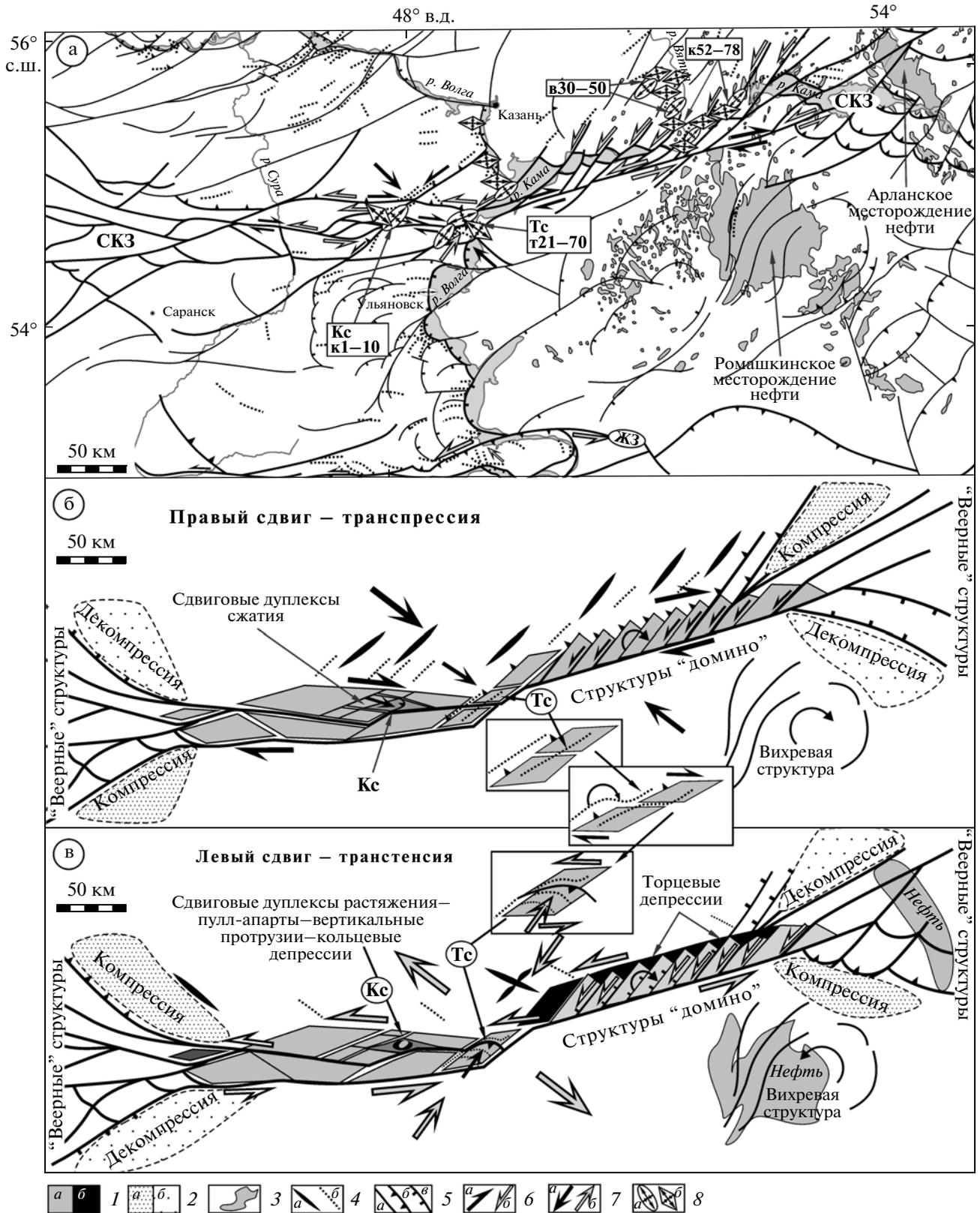
Латеральная неоднородность СКЗ проявляется в различных типах структурной организации отдельных ее сегментов. Западный сегмент зоны построен системой сдвиговых дуплексов, восточный — по принципу структуры “домино”, центральный — характеризуется развитием ротационно-складчатых структур. На флангах зоны обособлены структуры веерообразной виргации нарушений, связанные с областями торцевого затухания сдвиговых дислокаций (см. рис. 11). Каждый из этих элементов является типичной формой проявления сдвиговых зон и многократно рассмотрен на примере реальных природных объектов и тектонофизических моделей [12, 16–21, 24, 25, 27, 31, 32]. Причины развития латеральной неоднородности могут быть различными. Одной из них в данном случае является гетерогенное строение фундамента, включая морфологию его поверхности. Восточная структура “домино” СКЗ связана преимущественно с депрессией, а западная система сдвиговых дуплексов осложняет склон Токмовского свода (см. рис. 1а, б). Области веерной виргации и затухания СКЗ, вероятно, связаны с резким изменением строения фундамента в пределах Камско-Бельского и Пачелмского авлакогенов. Общая направляющая роль древних нарушений фундамента в процессе их активизации и отражении в тектонике чехла отмечалась многими исследователями [2, 5, 6, 8, 9, 13, 20]. Про-

блема вариаций процессов структурообразования вдоль простирания СКЗ требует дополнительного анализа. Следует отметить важную роль морфологии погребенной поверхности фундамента в развитии структурных ансамблей чехла, вероятно, связанную с особенностями концентрации и перераспределения палеонапряжений вдоль неоднородной поверхности реологического раздела фундамента и чехла.

Модель тектонической эволюции СКЗ в процессе альпийско-киммерийской активизации иллюстрирует особенности ее тектогенеза на раннем транспрессионном правосдвиговом этапе деформаций, последующую кинематическую инверсию и трансформацию зоны в левосдвиговую трансенсионную структуру (см. рис. 11б, в). В процессах раннего и позднего этапов деформаций участвовали структуры, имеющие во многом идентичные пространственно-геометрические параметры. Общая морфология СКЗ существенно не менялась. Вместе с тем кинематические особенности структур высокого порядка в результате инверсии существенно изменились. Тектоническую позицию ранних опережающих складчато-надвиговых структур сжатия заняли структуры растяжения (сбросы, присдвиговые депрессии). Сдвиговые дуплексы западной части СКЗ трансформировались из транспрессионных в трансенсионные структуры (см. ниже). Клавишеобразные структуры “домино” восточной части СКЗ на обоих этапах деформаций испытывали вращение по часовой стрелке. На раннем этапе вращение было синтетическим (в соответствии с правым сдвигом) и адаптировалось левосдвиговой составляющей смещений вдоль антитетических взбросо-сдвигов, ограничивающих “клавиши домино” (см. рис. 11б). Антитетическое вращение структур позднего этапа (при левом сдвиге) осуществлялось за счет левосдвигового скольжения доменов (клавиш) вдоль сбросо-сдвигов, сменивших ранние взбросо-сдвиги (см. рис. 11в). При этом смещения отдельных “клавиш домино” способствовали формированию присдвиговых торцевых депрессий, компенсирующих левый сдвиг доменов (см. рис. 11в). Индифферентное по отношению к кинематике сдвиговых зон развитие структур “домино” является известным фактом [17]. Но в рассматриваемом случае индикаторами общих динамических условий и кинематической инверсии СКЗ являются относительно мелкомасштабные структуры сжатия и по-

Рис. 11. Схемы, иллюстрирующие особенности развития Сурско-Камской зоны реверсивного сдвига в киммерийско-альпийское время: а — структурно-кинематическая схема; динамические обстановки: б — раннего транспрессионного этапа (D_1), в — позднего этапа трансенсии (D_2). Пояснения см. текст. Буквенные обозначения см. рис. 1

1 — блоки (а) и депрессии (б), участвующие в строении зоны сдвига; 2 — компрессионные (а) и декомпрессионные (б) области; 3 — контуры нефтяных месторождений, по: [37]; 4 — оси валов (а) и складок (б); 5 — преимущественно сдвиги (а), взбросы и надвиги (б), сбросы (в); 6–8 — знаки, характеризующие динамические условия раннего (D_1) (а) и позднего (D_2) (б) этапов деформаций: 6 — направления сдвиговых смещений, 7 — генерализованные направления сжатия (растяжения), 8 — позиция главных осей деформаций



следующего растяжения. Эти особенности тектоники СКЗ хорошо иллюстрируют представления о разноранговых структурных парагенезах, формирование которых во многом определяется особенностями реакции различных по иерархии уровней строения геологической среды на внешние тектонические факторы [10].

Диагональные складки центрального сегмента СКЗ (Тетюшинская структура) в результате вращения в условиях ранних правосдвиговых смещений и последующего наложения поздних структур, связанных с левым сдвигом, испытали переориентировку в пространстве (см. рис. 11б, в, врезки). Сформировавшаяся в итоге ротационно-складчатая структура наиболее адекватно объясняется явлениями глубинных сдвиговых смещений (см. рис. 8д, е) и перестройкой складчатых структур в процессе кинематической инверсии. Нужно отметить, что в пределах центрального сегмента СКЗ на фоне общей обстановки трансенсии позднего этапа деформаций наряду со сбросами широко развиты складчато-надвиговые структуры сжатия. Это связано с тем, что, во-первых, данные структуры отчасти сформировались при ранней транспрессии, испытав вращение, переориентировку и дополнительное смятие на этапе трансенсии. Во-вторых, вероятно, на данном участке СКЗ имело место локальное отклонение условий деформаций от общей обстановки трансенсии позднего этапа. Можно предположить, что структуры сжатия в данном случае явились результатом условий, препятствующих развитию левого сдвига в СКЗ в сегменте ее изгиба и перехода из области депрессий (на востоке зоны) на склон Токмовского свода (см. рис. 1а, б, 11в).

В областях торцевого прерывания и затухания сдвиговых дислокаций СКЗ вторичные оперяющие нарушения испытывают виргацию и образуют структурный рисунок типа “конский хвост”. Известно, что для таких сегментов сдвигов отмечается закономерное (асимметричное) размещение структур сжатия и растяжения в бортах магистральной зоны [18, 24, 27]. Соответствующие области (квадранты) повышенной компрессии и декомпрессии сопряжены с направлением сдвиговых смещений, которые они компенсируют. Учитывая данные о кинематической инверсии в СКЗ, можно полагать, что это явление затронуло и данные квадранты, которые менялись местами в зависимости от знака сдвиговых смещений (см. рис. 11б, в). Анализ этой ситуации требует дополнительных исследований, так как развитие таких динамически изменчивых компрессионных/декомпрессионных структур во флангах сдвигов предопределяет характер миграции и перераспределения флюидно-газовых включений осадочных толщ, включая углеводородные компоненты. Одно из крупнейших месторождений нефти (Арланское) данного региона приурочено к области вир-

гации и затухания восточной части СКЗ. При этом антиклинальная залежь образует подобие “перемычки” между сегментами повышенной компрессии и декомпрессии и, возможно, своей позицией обозначает область миграции углеводородных компонентов из зоны выжимания (компрессии) в сегмент нагнетания (декомпрессии) (см. рис. 11в). Можно полагать, что в результате кинематической инверсии зоны различного динамического типа поменялись местами, изменилось направление миграционного потока, но структурные ловушки в области месторождения продолжали задерживать полезные компоненты. В прогнозном отношении предполагается, что аналогичные по динамическим условиям формирования нефтеперспективные структуры могут быть обнаружены в пределах слабо изученной западной области торцевого прерывания и затухания СКЗ. Также следует отметить высокую перспективность изучения обширных областей динамического влияния СКЗ и подобных ей зон Волго-Уральского региона. К примеру, крупнейшее Ромашкинское куполообразное месторождение нефти по характеру расположения осложняющих его структур обнаруживает признаки вихревого внутреннего строения, что может быть связано с присдвиговым вращением в бортах СКЗ (см. рис. 11в). Динамические аналоги таких структур могут быть обнаружены в пределах вершин Токмовского свода (см. рис. 1а).

Тектоническая модель Карлинской структуры (КС) характеризует ключевые моменты эволюции СКЗ и иллюстрирует ряд механизмов формирования аномальных для платформы тектонических структур. Свойственные КС высокоамплитудные, но локальные шарьяжно-надвиговые перемещения, признаки кольцевой структуры при наличии депрессии с центральным поднятием служили поводом для дискуссий. Предлагались модели коптогенного, карстового, гляциодинамического и тектонического ее происхождения [6, 8, 11, 33, 28, 41]. На основе рассмотренных выше структурно-кинематических данных и, учитывая маловероятный факт “прицельного” попадания метеоритного тела в зону сдвига, гипотеза импактного генезиса структуры исключается. Предлагаемая ниже модель во многом наследует версии о тектоническом происхождении КС в узле пересечения двух разрывов [8, 11, 33], но дополняет их представлениями о внутриплитной сдвиговой тектонике. Установлено, что КС приурочена к одному из сдвиговых дуплексов западной части СКЗ, а ее развитие было связано с двумя этапами деформаций киммерийско-альпийского времени в условиях ранней транспрессии и последующих проявлений кинематической инверсии и трансенсии (см. рис. 4, 5, 7).

Последовательные стадии развития КС показаны на блок-диаграммах (рис. 12). На ранней

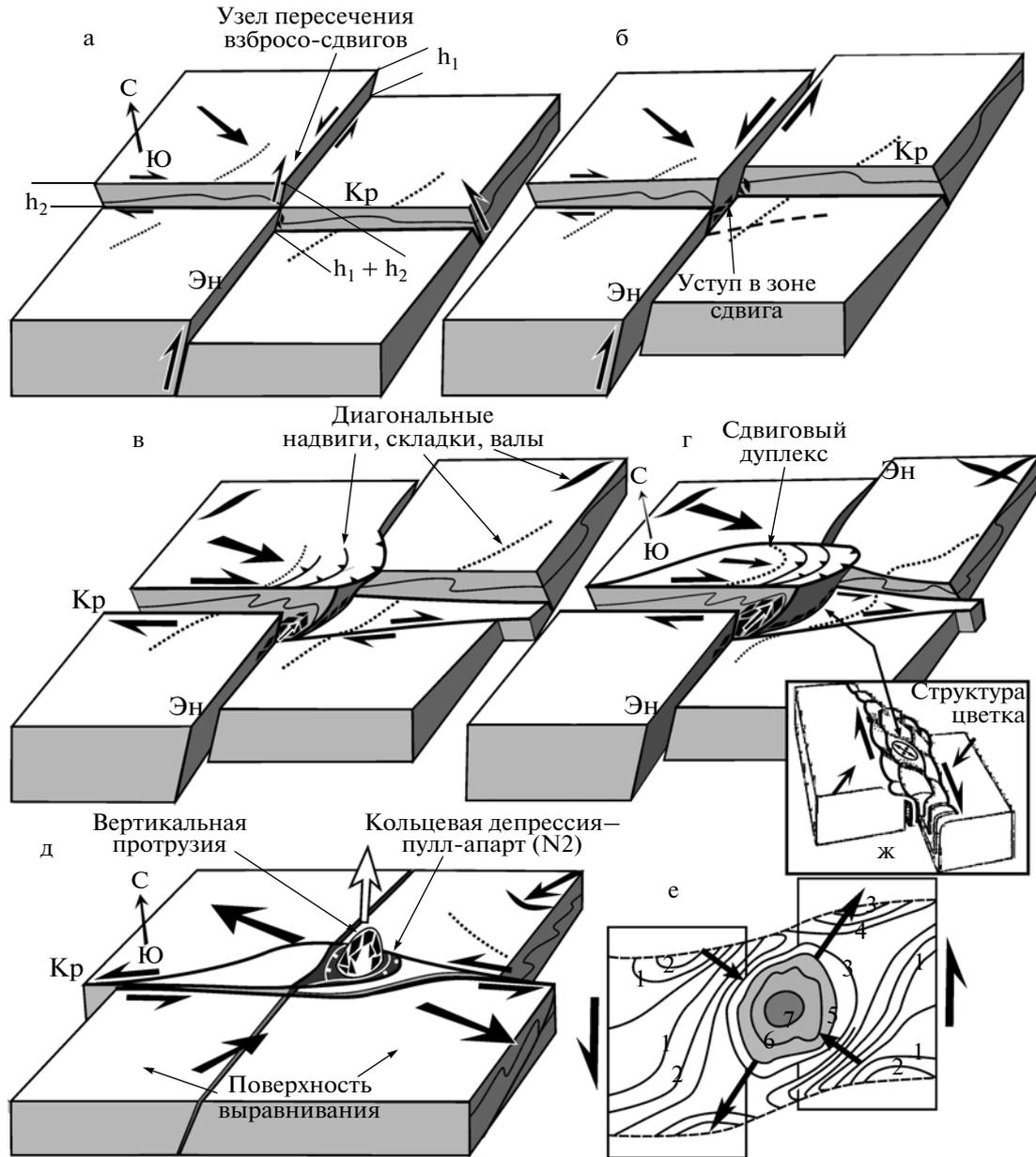


Рис. 12. Модель эволюции Карлинской структуры на стадиях: а – инициального суммирования амплитуд ($h_1 + h_2$) пересекających взбросо-сдвигов, б – формирования уступа в широтной зоне сдвига, в – активизации широтного правого сдвига и сопряженного развития покровно-складчатой структуры, г – формирования сдвигового дуплекса сжатия, д – кинематической инверсии и развития левосдвиговой трансензионной структуры, вертикальных протрузий и компенсационной депрессии; е – концентрические траектории максимальных касательных напряжений в тектоно-физической модели деформации сдвига, по: [3]; ж – модель зоны транспрессии линзовидного строения (сдвиговые дуплексы) (по: [31]). Условные и буквенные обозначения см. рис. 1 и рис. 4. Пояснения см. текст

инициальной стадии сформировался узел пересечения двух нарушений – субширотного (Карлинского) разлома, представляющего одну из магистральных зон СКЗ, и разрыва (Эндуганского) СВ простирания. Данные нарушения являются древними глубинными структурами, испытавшими активизацию и достигшими верхней части разреза мезозойских отложений в конце мезозоя – начале кайнозоя [33]. В условиях ранней транспрес-

сии они проявились в качестве взбросо-сдвигов умеренных амплитуд, но в узле их пересечения вертикальные составляющие смещений каждого из разрывов складывались ($h_1 + h_2$), в результате чего образовался высокоамплитудный выступ (см. рис. 12а). В дальнейшем левостороннее смещение вдоль Эндуганского взбросо-сдвига привело к появлению уступа (shear bend) в плоскости субширотного Карлинского разрыва, препятству-

ющего развитию правосдвиговых смещений (см. рис. 12б). Концентрация напряжений в области сдвигового уступа и последующая их релаксация привели к трансформации уступа в систему складчато-надвиговых и покровных структур значительной амплитуды, которые были сопряжены с правосдвиговыми смещениями вдоль Карлинского разрыва (см. рис. 12в). При этом последний нарушил и сместил плоскость ставшего относительно пассивным Эндуганского разрыва, сформировав южный борт Карлинского сдвигового дуплекса. Вероятно, несколько позже образовалась обходная ветвь широтного сдвига, обрамляющая возникшую складчато-надвиговую структурную неоднородность с севера, что привело к окончательному обособлению сдвигового дуплекса сжатия. В центральной части последнего продолжали развиваться транспрессионные складчато-надвиговые дислокации, сопряженные с процессами выдавливания вещества вверх по разрезу (см. рис. 12г). Вероятно, на этой стадии начали формироваться корневые части вертикальных протрузий микститоподобных брекчий, которые, однако, оставались слепыми и достигли поверхности в следующий этап деформаций. Линзовидные структуры типа Карлинского сдвигового дуплекса обособились в пределах всего западного сегмента СКЗ, подчеркивая ее общее сходство с классическими аналогами транспрессионных зон (см. рис. 12ж).

Транспрессионный этап сменился периодом угасания тектонической активности, в процессе которого сформировалась поверхность размыва и выравнивания. До начала миоцена (палеоген?) СКЗ испытала активизацию и кинематическую инверсию, связанную с левосдвиговой трансформацией. При этом Карлинский сдвиговый дуплекс трансформировался в структуру отчасти сходную со структурой типа пулл-апарт. Накопившиеся в узле пересечения разрывов флюидонасыщенные тектониты (мега- и мезобрекчий) в результате релаксации напряжений, вязкостной инверсии и декомпрессии прорвались к поверхности, сформировав верхнюю часть структуры вертикальных протрузий, корни которых зародились на предыдущем этапе и были расположены на глубинах, достигавших уровня среднекарбонатных отложений (см. рис. 12д). Апикальные части протрузий, достигшие поверхности, испытали значительную дезинтеграцию и гравитационное "растекание", в результате чего сформировались шлейфы микститоподобных брекчий. Развитие протрузий продолжалось вплоть до раннего плиоцена, когда к поверхности были выведены карбонатные толщи среднего карбона и сформировались центральное поднятие и обрамляющая его компенсационная кольцевая депрессия (см. рис. 12д). Плиоценовые озерные отложения, обнаруживающие признаки гравитационного оползания нижних слоев со

склонов растущего протрузивного выступа, заполнили кольцевую депрессию и перекрыли центральное поднятие.

Рассмотренная модель эволюции КС иллюстрирует пример зарождения и развития сдвигового дуплекса в условиях трансформации, а затем трансформации. Развитие таких структур является общим свойством многих сдвиговых зон, что обосновано многочисленными природными и тектонофизическими моделями [12, 16, 17, 25, 31, 32] (см. рис. 12ж). Для их формирования наличие первичных узлов структурной неоднородности (пересечение разрывов, сдвиговые уступы) не является обязательным. В рассматриваемом случае такие явления объясняют механизм локального развития сдвиго-надвиговых перемещений аномальных амплитуд, которые в целом не характерны для СКЗ.

Дополнительным фактором, способствовавшим тектоническому течению, являлось поступление в область дислокаций КС глубинных флюидов через высокопроницаемый узел пересечения разрывов. Флюиды играли важную роль в процессах вязкостной инверсии при формировании вертикальных протрузий и связанных с ними микститоподобных брекчий второго этапа деформаций. Это, на первый взгляд, необычное в условиях трансформации явление находит подтверждение в экспериментальных данных, показывающих возможность формирования в зоне сдвига кольцевых структур, связанных с концентрическим характером распределения траекторий касательных напряжений (см. рис. 12е) [3]. Другая группа экспериментов по моделированию структур пулл-апарт, в основании которых развит пластичный слой, также иллюстрирует механизм трансформационного развития инъекций и вертикальных протрузий пластичного материала вдоль ослабленных зон (рис. 13) [43]. Однако нужно отметить, что важными факторами развития протрузий КС являлись условия ранней трансформации, которые способствовали формированию больших объемов брекчий, накоплению в них напряжений и развитию нижних структурных уровней протрузий. Последующая трансформация привела к релаксации остаточных нагрузок за счет прорыва вещества к поверхности с заполнением декомпрессионных полостей.

Особый интерес вызывают исследования Ю.А. Морозова с соавторами по сопоставлению механизмов эволюции структур пулл-апарт в условиях трансформации и последующей трансформации [32]. Несмотря на то, что авторами рассматривается иная последовательность развития структур, отмечается немало общих закономерностей тектогенеза при инверсии сдвиговых перемещений в цитируемой работе и рассмотренном выше примере. Региональным аналогом КС

является расположенная в 350 км к СЗ от нее Пучеж-Катунская структура, которая также приурочена к зоне сдвига и имеет во многом идентичное строение [20].

ВЫВОДЫ

Сурско-Камская зона (СКЗ) представляет собой глубинное тектоническое нарушение, которое обнаруживает признаки длительного, унаследованного и полистадийного развития от ранних стадий формирования континентальной коры Волго-Уральского кратона вплоть до киммерийско-альпийского этапа активизации.

В киммерийско-альпийский период активизации СКЗ представляла собой зону знакопеременного (инвертированного) сдвига и последовательного проявления ранних транспрессионных правосдвиговых дислокаций, сменившихся при кинематической инверсии более поздними левосдвиговыми перемещениями в условиях трансенсии.

Данная зона характеризуется неоднородным строением. В продольном направлении в ее строении обособлены сегменты, построенные системой сдвиговых дуплексов, по принципу структуры “домино” и ротационно-складчатых структур. На флангах СКЗ обособлены области ее торцевого прерывания и веерообразной виргации. В вертикальном разрезе СКЗ участвуют дисгармоничные пакеты, в пределах которых развиты либо субгоризонтальная расслоенность, либо складчато-разрывные “слепые” и “безкорневые” структуры, которые в целом образуют единую глубинную колонну. Эти особенности наилучшим образом объясняются моделями развития сдвиговых нарушений в неоднородной реологически расслоенной среде.

Кинематическая инверсия и компрессионно/декомпрессионные явления во флангах СКЗ, а также тектонические обстановки в области ее динамического влияния, возможно, имели большое значение при развитии процессов миграции и перераспределения углеводородных компонентов. Этот аспект требует дополнительного изучения в целях прогноза и поисков нефтегазовых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00149 и 13-05-00298) и Программы ОНЗ № 10. Автор выражает глубокую признательность М.Л. Коппу и Ю.А. Морозову за ценные замечания при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А.А., Табасаранский З.А., Бордовская М.В., Мальцева А.К. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Недра, 1982. 288 с.

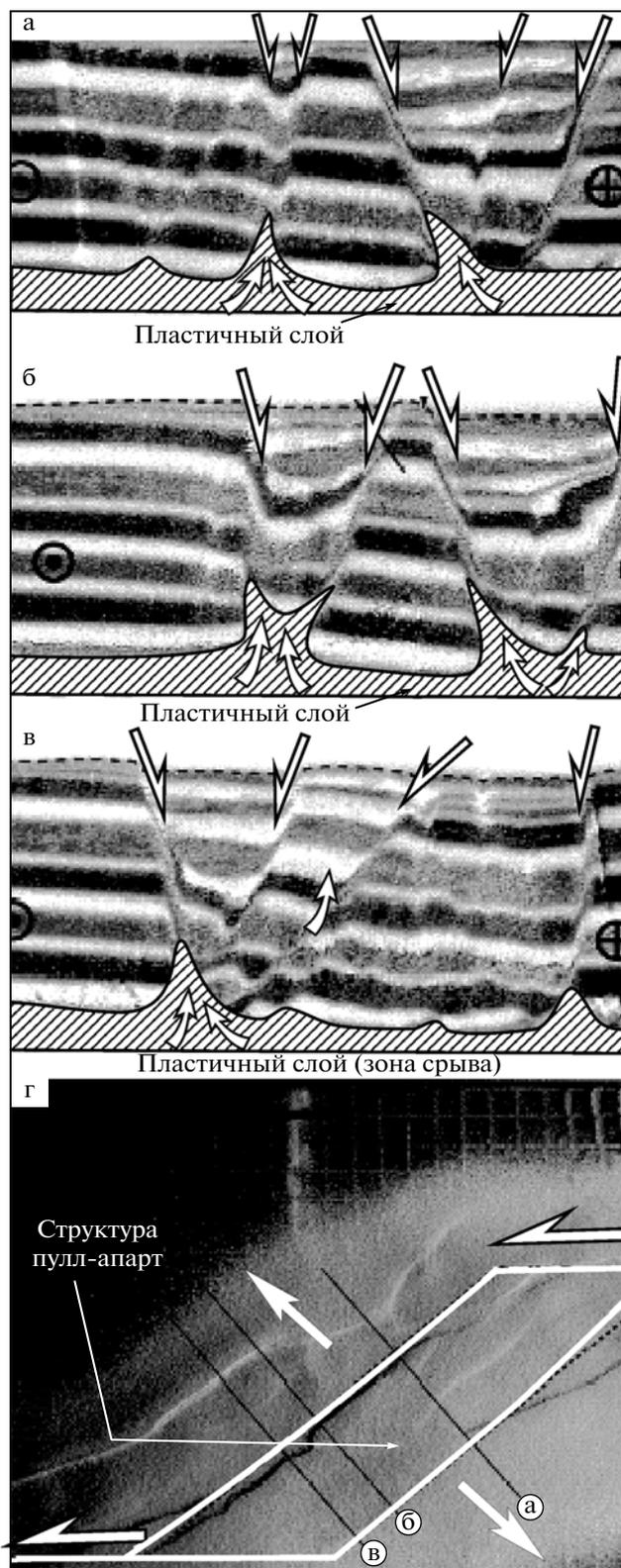


Рис. 13. Модель формирования структуры пулл-апарт, в основании которой развит пластичный слой, что приводит к развитию инъекций и вертикальных протрузий пластичного материала вдоль ослабленных зон, по: [43]

2. *Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408).
3. *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. С. 37–52.
4. *Булгаков В.Ю., Салихова Т.С., Агафонов С.Г.* Результаты первых сейсморазведочных исследований акваториальных частей Куйбышевского водохранилища // Георесурсы. 2008. № 4. Вып. 27. С. 46–48.
5. *Валеев Р.Н.* Тектоника Волго-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 117 с. (Тр. геологического ин-та г. Казани; Вып. 12).
6. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
7. *Высоцкий К.А.* Новый взгляд на тектоническое строение и перспективы нефтеносности Волго-Камского региона // Разведка и охрана недр. 2005. № 8. С. 10–11.
8. Геология СССР. Том XI. Поволжье и Прикамье. Ч.1. Геологическое описание / Ред. Чепиков К.Р. М.: Недра, 1967. 872 с.
9. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / Ред. Морозов А.Ф. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
10. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику: Учебное пособие / Ред. Короновский В.Н. М.: КДУ, 2005. 496 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1000000 (Н.С.). Лист N-38 (39). Самара. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 402 с.
12. *Иогансон Л.И.* Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 66–80.
13. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем, 2001. 234 с.
14. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Главные особенности строения юго-востока Восточно-Европейской платформы // Георесурсы. 2003. № 2. Вып. 14. С. 28–31.
15. *Камалетдинов М.А., Степанов В.А., Жуков И.М и др.* // Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. М.: Наука, 1990. 149 с.
16. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
17. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
18. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.
19. *Колодяжный С.Ю.* Структуры латерального течения Восточно-Европейской платформы // Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. Леонов М.Г. М.: ГЕОС, 2013. С. 58–126.
20. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катуньского кратера (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 56–76.
21. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
22. *Копп М.Л.* Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.
23. *Копп М.Л.* Вятские дислокации: динамика формирования и выражение в новейшей структуре (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2012. № 6. С. 55–77.
24. *Крапивнер Р.Б.* Безкорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
25. *Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированных деформаций: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.
26. *Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань: ТатНИПИнефть, 1975. С. 27–33.
27. *Лукиянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
28. *Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Карпов Г.М., Райхлин А.И.* Карлинская, Оболонская и Ротмистровская астроблемы в Европейской части СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 174–177.
29. *Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
30. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 1. Древние платформы и метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
31. *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. С. 219–258.
32. *Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессионная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
33. *Руднев М.Л.* Особенности строения Карлинской структуры // Разведка и охрана недр. 2005. № 8. С. 6–10.
34. *Степанов В.П., Павлова Л.П., Абдуллин Н.Г.* Тектоническое строение и перспективы нефтеносности Улеминского вала // Геология нефти и газа. 1990. № 4. С. 22–26.

35. Тихонов А.И., Иванов А.Ф., Егоров С.П., Миронина Н.Е. Современная неотектоническая активность Горьковско-Кильмезской линейной зоны в районе Чувашского Поволжья по изотопно-гидрогеохимическим данным // Отечественная геология. 2009. № 03. С. 78–84.
36. Трофимов В.А. Структуры горизонтального сжатия на территории Татарстана и северной части Оренбургской области // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 4. С. 476–479.
37. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.
38. Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэнта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Екименко В.А., Тарасов Е.А. Клиноформные тела в палеозойских карбонатных толщах Камско-Кинельской системы прогибов – новый тип поисковых нефтяных объектов в западном Татарстане // Геология нефти и газа. 2006. № 1. С. 18–24.
39. Шаргородский И.Е., Либерман В.Б., Казаков Э.Р., Зинатова М.Ф., Гирина И.Н., Зиганин А.А. Составление тектонической схемы центральных районов Приволжского федерального округа // Геосурсы. 2004. Т. 15. № 1. С. 12–16.
40. Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 973–986.
41. Masaitis V.L. Impact structures of northeastern Eurasia: the territories of Russia and adjacent countries // Meteoritics & Planetary Science 34. USA: Meteoritical Society, 1999. P. 691–711.
42. Ponce de Leon M.I., Choukroune P. Shear zone in the Iberian Arc // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 63–68.
43. Sims D., Ferrill D.A., Stamatakos J.A. Role of a ductile decollement in the development of pull-apart basins: experimental results and natural examples // J. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 533–554.

Рецензенты: Ю.А. Морозов, М.Л. Конн

The Structure and Evolution of the Sura–Kama Strike-Slip Zone in the Cainozoic (the Volga–Ural Anticline of the East European Platform)

S. Yu. Kolodyazhnyi

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

e-mail: kolod63@mail.ru

Received April 28, 2014

Abstract—The Sura–Kama zone (SKZ) complicates the central area of the Volga–Ural anticline and extends sublaterally from the Sura River basin towards the Kama River at a distance of 700–750 km. Based on the analysis of geological–geophysical data and structural studies, a model for the tectonic structure and the evolution of the SKZ is developed. This is a deep tectonic fault that shows the features of long–term polystage development. During the latest Cimmerian–Alpian period of tectonic activation, the SKZ represented a zone of strike-slip and consecutive manifestation of early transpressional right-lateral strike-slip dislocations that changed to left-lateral strike-slip displacements under transtension conditions as a result of kinematic inversion. Features of the inhomogeneous structure of the SKZ are revealed. The segments formed by the system of strike-slip duplexes are alternated along the strike by the principle of rotation–fold and “domino” structures. The particular models of evolution of these segments are proposed by the examples of the widely known Karlin, Tetyushin and Lower Kama dislocations. It is assumed that kinematic inversion and compression–decompression phenomena on the flanks of the SKZ, as well as the tectonic environments in the area of its dynamic influence were highly important for the development of the processes of migration and redistribution of hydrocarbon components.

Keywords: intraplate tectonics, geodynamics, strike–slip zone, kinematics, structural paragenesis, platform, Karlin structure