

УДК 551.24+552.4 (470.5)

Ал.В. Тевелев¹, И.А. Прудников², Арк.В. Тевелев³, А.О. Хотылев⁴, Е.А. Володина⁵

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СИМСКОЙ МУЛЬДЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В работе рассматриваются структурные особенности и механизм формирования Симской мульды Предуральского краевого прогиба, а также Каратау-Сулеймановского блока в целом. Этот блок имеет форму клина, поэтому при общем широтном сжатии он испытал латеральное выдавливание на север по сопряженным сдвиговым зонам. Этот фактор определил локальную обстановку меридионального сжатия и широтного растяжения. В центральной части блока широтное растяжение компенсировалось постепенным прогибанием, что и привело к формированию Симской мульды.

Ключевые слова: Урал, краевой прогиб, структурные парагенезы, складка, сдвиг, транспрессия.

In this work we reported the structural features and mechanism of the formation of the Simskaya low of the Uralian foreland basin, besides the Karatau-Suleyman block as a whole. This block has the shape of a wedge, so with a general latitudinal compression, it experienced lateral extrusion to the north along the conjugated shear zones. This factor determined the local situation of meridional compression and latitudinal tension. In the central part of the block, the latitudinal stretching was compensated for by gradual deflection, which led to the formation of the Simskaya low.

Key words: Urals, foreland basin, structural associations, fold, strike-slip fault, transpression.

Введение. Предуральский краевой прогиб обрамляет с запада Уральский орогенный пояс по всей его длине и традиционно разделяется на серию протяженных локальных впадин, которые выполнены флишево-молассовыми комплексами от московского яруса среднего карбона до перми включительно (рис. 1, А). Симская мульда занимает особое положение в структуре южной части Предуральского краевого прогиба (рис. 1, Б), она расположена между крупными структурными элементами прогиба — Юрюзано-Сылвенской и Бельской впадинами, но отделяется от основного поля распространения верхнего палеозоя Каратауским блоком рифея. Симская мульда сложена маломощными карбонатными и тонкими флишеидными толщами, общая мощность которых по разным оценкам составляет от 1 200 до 2 300 м (рис. 2). Разрез верхнего палеозоя мульды отличается от разрезов крупных впадин Предуральского прогиба, во-первых, существенно меньшей мощностью, а во-вторых, тем, что породы в ней дислоцированы значительно слабее. Симская мульда имеет неправильные, нехарактерные для подобных структур очертания. Ее восточное крыло — спокойная

моноклиналь, которая погружается на запад, южное крыло мульды представляет собой пологую центриклиналь, а на севере она ограничена моноклиной, осложненной широтными разрывами. Наиболее сложно построено западное крыло мульды, которое субширотными поднятиями разделено на три узкие лопасти.

О структуре и истории формирования Симской мульды существует множество представлений, которые не так давно весьма подробно рассмотрены А.Ю. Кисиним [2008], правда, главным образом в связи со структурной и геодинамической интерпретацией Каратауского блока, который обычно интересует исследователей существенно больше, чем сама Симская мульда. Не вдаваясь в подробности, выделим три основные точки зрения на формирование Каратауского блока. Первая (и по времени появления) точка зрения принадлежит М.М. Тетяеву и Н.С. Шатскому, которые считали, что Каратауский блок возник за счет вертикальных движений и является поперечным выступом рифейских пород в пределах Предуральского прогиба. Наиболее последовательные сторонники шарьяжно-надвиговой природы Каратауского бло-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: atevelev@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: prydnukov@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail*: arctevelev@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: akhotylev@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail*: ekaterina.volodina2015@yandex.ru

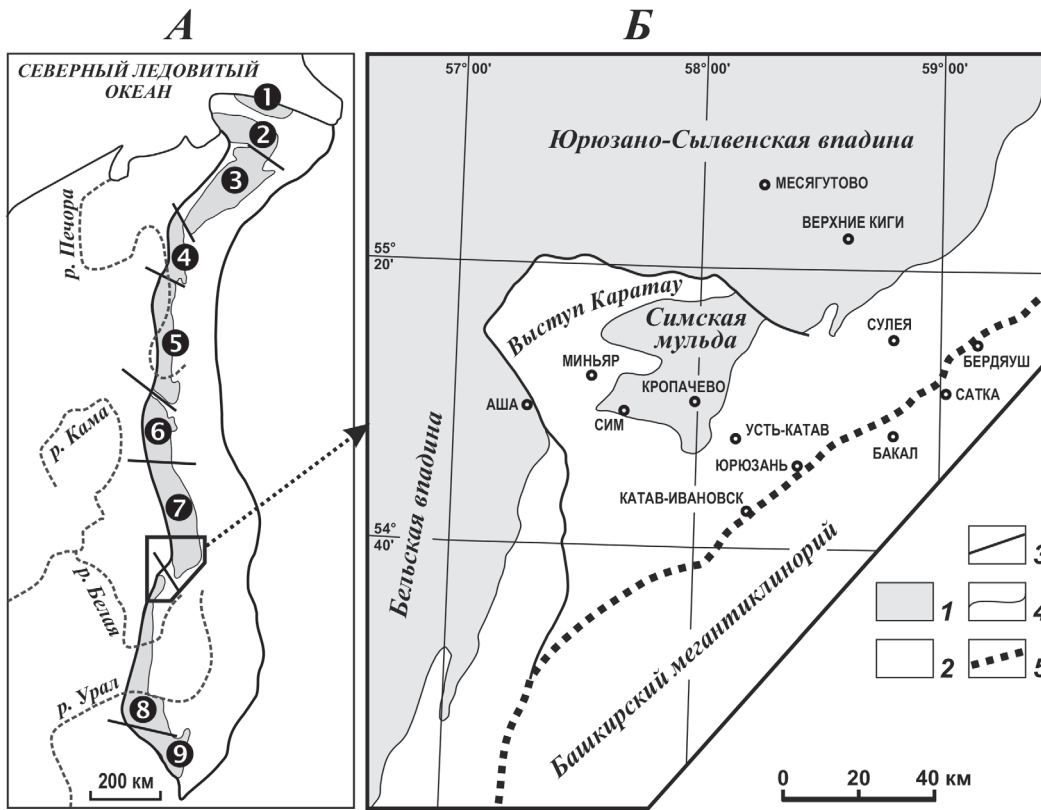


Рис. 1. Схема расположения структурных элементов Предуральского краевого прогиба: А — основные впадины (по [Мизенс, 1997] с изменениями): 1 — Карская, 2 — Кортахинская, 3 — Косью-Роговская, 4 — Большесынинская, 5 — Верхнепечорская, 6 — Соликамская, 7 — Юрюзано-Сылвенская, 8 — Бельская, 9 — Актюбинская; Б — схема расположения Симской мульды: 1 — позднепалеозойские комплексы Предуральского краевого прогиба; 2 — преимущественно рифейские комплексы Башкирского мегантиклинория; 3 — разрывы; 4 — стратиграфические границы; 5 — предполагаемая западная граница тиманид внутри Башкирского мегантиклинория

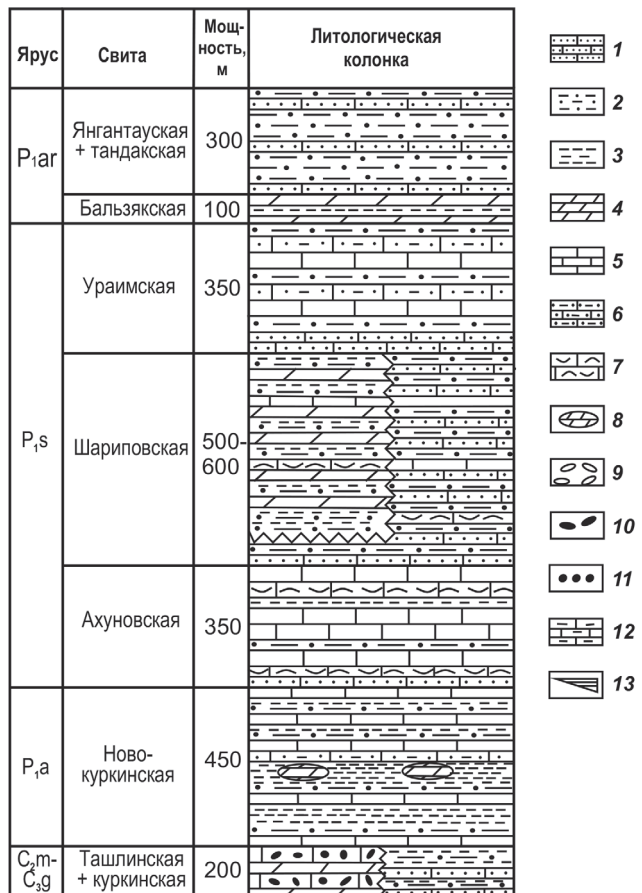


Рис. 2. Стратиграфическая колонка для Симской мульды: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — мергели, 5 — известняки, 6 — известковистые песчаники, 7 — детритовые известняки, 8 — конкреции мергелей, 9 — конгломераты, 10 — конкреции кремней, 11 — гравелиты, 12 — глинистые известняки, 13 — олистостромы

ка — М.А. Камалетдинов [1974] и Ю.В. Казанцев [1984], которые считают, что Каратауский блок был шарьирован в область Предуральского прогиба так же, как и крупные аллохтоны Западно-Уральской зоны внешних складок. В последнее время А.Ю. Кисин [2008] развивает представления об общекоровой складчатости, как механизме формирования Каратауского поднятия и, соответственно, структуры Симской мульды. Объем статьи не позволяет детально проанализировать существующие точки зрения, поэтому интересующихся мы отсылаем к упомянутой выше статье А.Ю. Кисина.

В целом Симская мульда расположена посередине крупного рифейского Каратау-Сулеймановского блока (рис. 3, А), который включает в себя на западе серию субширотных поднятий (антиклинали Каратау, Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор), а на востоке — Сулеймановскую антиклиналь. Этот блок имеет форму тупого клина, сужающегося к югу. Он ограничен на западе Ашинским левым сдвигом, на востоке — Первомайской правосторонней зоной транспрессии, а на севере — фронтальным Каратауским надвигом.

Кинематика ограничений Каратау-Сулеймановского блока. Кинематика и строение зон, ограничивающих Каратау-Сулеймановский блок, существенно различается.

Ашинский левый сдвиг имеет амплитуду не менее 10 км и в восточном крыле компенсируется серией взбросов и надвигов, подобных структуре «конского хвоста». В висячих крыльях взбросов и надвигов выходят рифейские образования, слагающие асимметричные антиклинали, а в лежащих

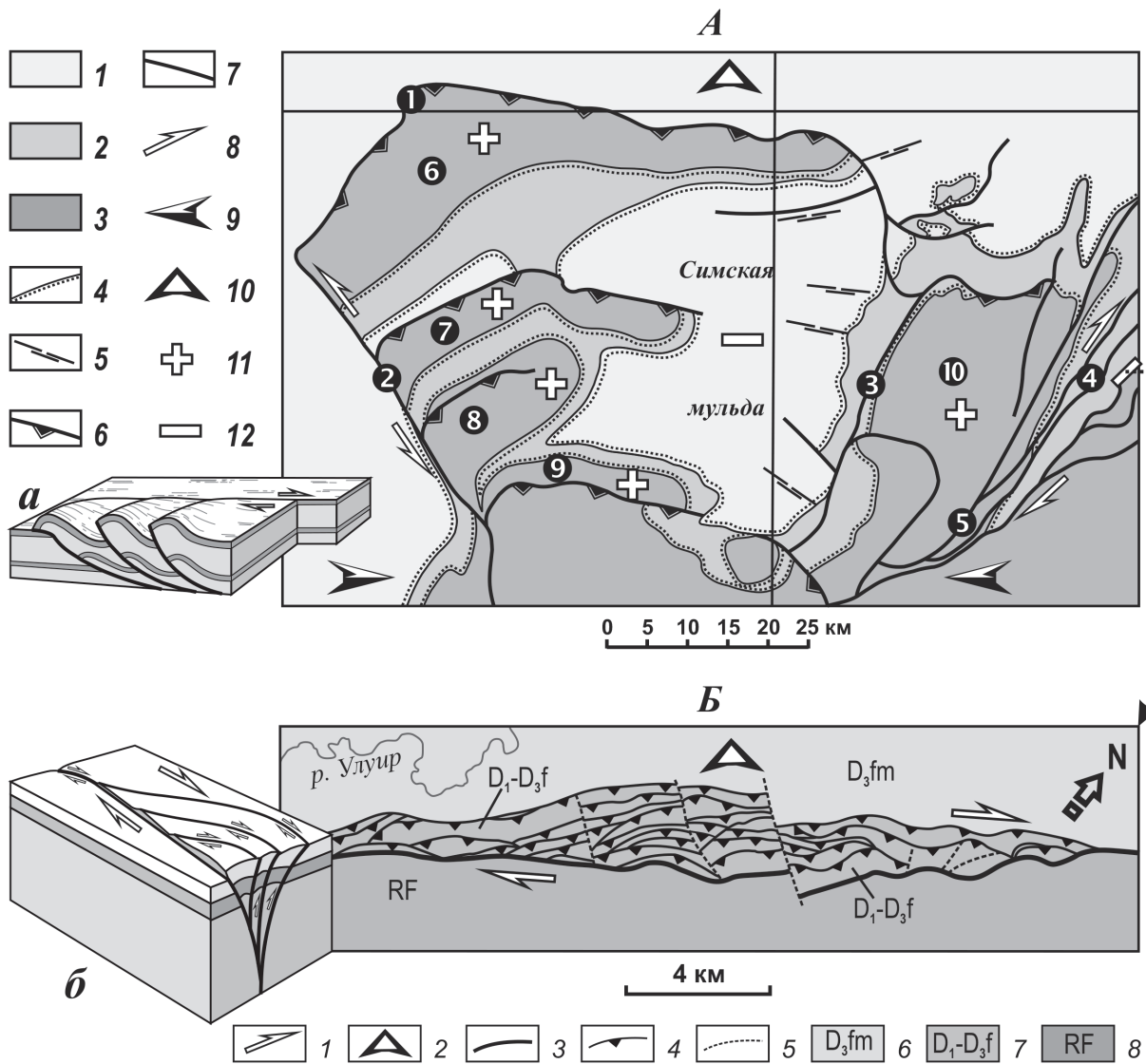


Рис. 3. Структурно-кинематические схемы

А — Каратау-Сулеймановский блок: 1 — комплексы московского яруса—перми; 2 — комплексы девона—башкирского яруса; 3 — комплексы докембрия; 4 — несогласные границы между комплексами; 5 — кливаж; 6 — надвиги и взбросы; 7 — прочие разрывы; 8 — направление смещения по сдвигам; 9 — направление общего сжатия; 10 — направление смещения Каратау-Сулеймановского блока в целом; 11, 12 — направление вертикальных перемещений отдельных блоков: 11 — вверх, 12 — вниз. Цифрами на схеме обозначены: 1 — Каратауский надвиг; 2 — Ашинский левый сдвиг; 3 — Катавский правый взбросо-сдвиг; 4 — Первомайская зона правосторонней транспрессии; 5 — Лаклинский правый взбросо-сдвиг; 6–10 — антиклинали: 6 — Каратау, 7 — Воробьиных гор, 8 — Ажигардак, 9 — Березовых гор, 10 — Сулеймановская

Б — Айский участок Первомайской зоны транспрессии (по материалам геологосъемочных работ, проведенных в 1977 г. Ф.А. Пискуновым и др., с изменениями): 1 — направление смещения по генеральному сдвигу, 2 — вергентность серии надвигов, 3 — генеральный сдвиг, 4 — надвиги северо-западной вергентности, 5 — прочие разрывы, 6 — фаменские известняки автохтона, 7 — нижнедевонско-франские карбонатно-терригенные комплексы аллохтонов, 8 — рифейские комплексы. Блок-диаграммы (по [Twiss, Moores, 2000 с изменениями]): *а* — модель формирования структур «конского хвоста», *б* — модель формирования надвигов в зоне транспрессии

крыльях — палеозойские породы, слагающие асимметричные синклинали. Южнее Ашинский левый сдвиг приобретает меридиональное простирание и трансформируется в сдвиго-надвиг с серией мелких козырьков, надвинутых на запад. Юго-западное крыло Ашинского сдвига представлено уже пермскими толщами, которые слагают крутое крыло коробчатой синклинали и простираются преимущественно параллельно сдвигу, имея падения как на юго-запад, так и на юго-восток. Фронтальный Каратауский надвиг имеет форму неправильной дуги, выгнутой на север. Аллохтон

сложен рифейскими породами, а автохтон — пермскими толщами, которые часто имеют перевернутое залегание в серии опрокинутых складок северо-западной и северной вергентности. Субширотные антиклинали Воробьиных гор, Ажигардак и Березовых гор, сложенные рифейскими осадочными породами, имеют строение, подобное строению антиклинали Каратау, с той разницей, что они ограничены взбросами северной вергентности, которые, скорее всего, выполаживаются с глубиной. Таким образом, строение и кинематика зоны Ашинского сдвига полностью отвечают

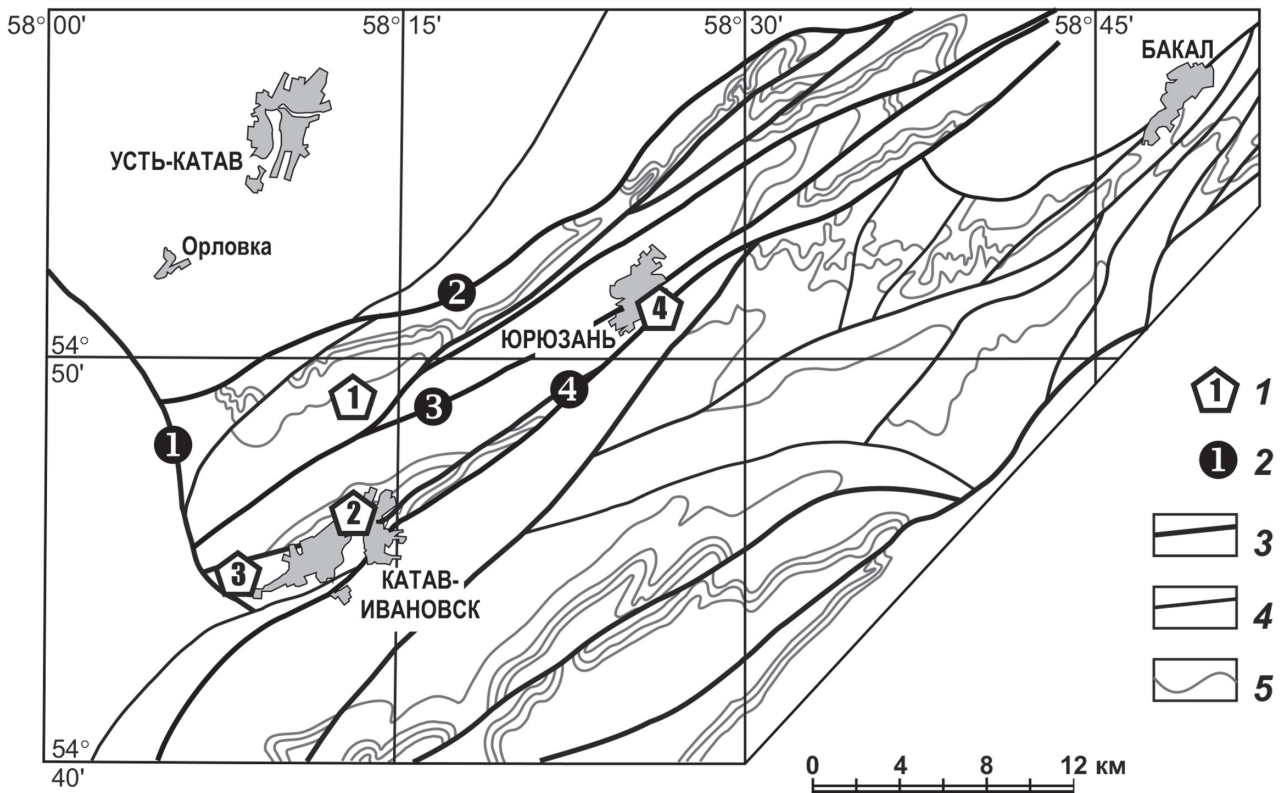


Рис. 4. Схема расположения опорных участков: 1 — номера участков, 2 — номера разрывов, 3 — главные разрывы, 4 — второстепенные разрывы, 5 — маркирующие горизонты. Цифрами на схеме обозначены участки: 1 — Карьер, 2 — Катав-Ивановск, 3 — Башлес, 4 — Юрюзань; разрывы (цифры в кружках): 1 — Орловский, 2 — Сулейнский, 3 — Юрюзанский, 4 — Катав-Ивановский

классической модели формирования структур типа «конский хвост» (рис. 3, а).

Правосторонняя Первомайская зона транспрессии отделяет Сулеймановскую антиклиналь от основного поля развития рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория. Первомайская зона состоит из пучка правых сдвигов северо-восточного простирания, которые расходятся на северо-восток. На юго-западе зона пережата до сутуры, до одного разлома. Из зоны транспрессии на северо-запад выдавлена серия мелких надвигов, козырьков, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнего девона до франского яруса включительно и надвинутых на битуминозные фаменские известняки (рис. 3, б). Морфология и кинематика Первомайской зоны транспрессии полностью отвечают классической модели формирования структур такого рода (рис. 3, б). Сама зона расположена параллельно западной границе деформаций форланда тиманид, которая проходит внутри Башкирского мегантиклинория [Пучков, 2010]. Эта граница, скорее всего, соответствует Катавско-Юрюзанской зоне крупных правосторонних Катав-Ивановского, Сулейнского и Юрюзанского сдвигов.

Кинематика Катавско-Юрюзанской зоны правосторонних сдвигов. Складчатая структура рифейских комплексов во многом подчеркивает правосторонние смещения по всей этой зоне: картируются многочисленные Z-образные подво-

роты слоев и реальные правосторонние смещения маркеров. Поэтому наше особое внимание было сосредоточено на изучении структурных парагенезов и кинематики разрывов Катавско-Юрюзанской зоны на нескольких опорных участках (рис. 4).

Участок Карьер расположен вблизи въезда в большой действующий карьер севернее г. Катав-Ивановск, в лежащем крыле Юрюзанского разрыва. Здесь вскрыты тонкослоистые известковистые алевролиты катавской свиты, которые слагают флексуру (смыкающее крыло имеет элементы залегания (АзПд) 140° и угол падения (\angle) 40°) с почти горизонтальными параллельными крыльями. Структурный парагенез представлен многочисленными зеркалами скольжения, локально развитым кливажом, мелкой гофрировкой и другими мезоструктурными элементами.

Зеркала скольжения в известняках имеют большую площадь (несколько десятков квадратных метров) и образуют серии, пронизывающие толщу известняков на несколько метров. При очень четкой штриховке, ориентировка которой (АзПд $120 \angle 69$) примерно совпадает с ориентировкой самих зеркал (АзПд $125 \angle 73$), повсеместно присутствуют четкие уступчики по отрывам, обычно заполненные ленточными кальцитовыми жилами (рис. 5, А). Все изученные зеркала фиксируют крутые взбросы. Серии сближенных зеркал скольжения образуют SF-текстуру, связанную со сколовыми деформациями.

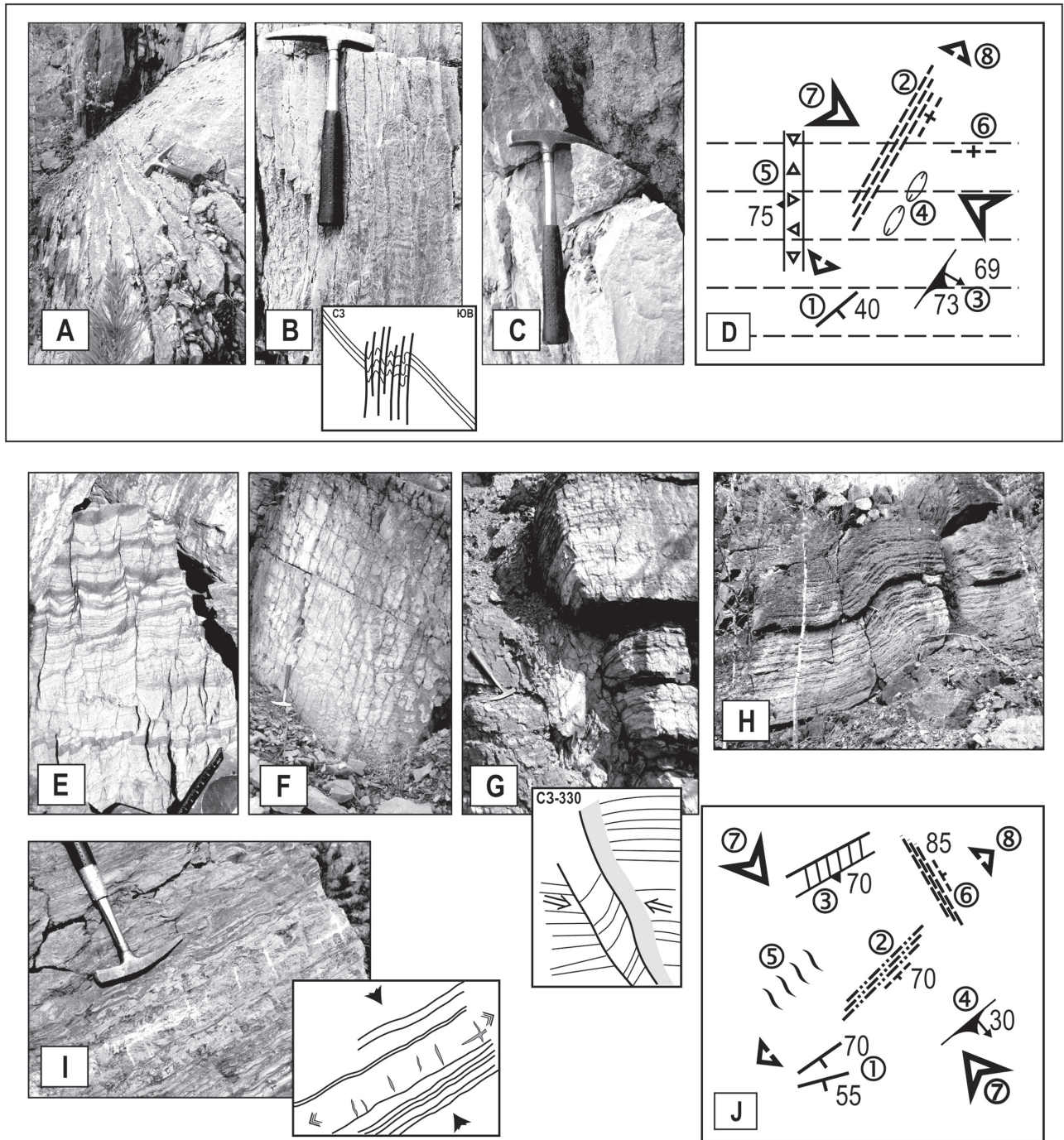


Рис. 5. Мезоструктуры и структурные схемы опорных участков Карьер (А–D) и Башлес (Е–J). Объяснения см. в тексте

Кливаж (азимут простирания (АзПр) $30 \angle 90$) развит локально — на смыкающих крыльях встречных флексур. Он выражен серией частых параллельных субвертикальных трещин, которые сопровождаются мелкой гофрировкой тонкослоистых алевролитов (рис. 5, В и врезка на этом рисунке). Внешне этот кливаж напоминает кливаж плейчатости, или волнистый кливаж. Кливажные зоны имеют неровные края, микролитоны размером несколько сантиметров часто полностью выклиниваются. Осевые поверхности складок мелкой плейчатости вертикальны, т.е.

параллельны кливажу. Кливаж плейчатости косо сечется редкими сколами взбросовой кинематики, которые примерно параллельны зеркалам скольжения. Зоны отрыва, приуроченные к попутным изгибам сколов, заполнены мелкими кальцитовыми жилами.

Кроме кливажа в алевролитах имеется грубая система вертикальных трещин широтного простирания. Они делят породы на блоки размером 1–2 м, практически поперек тонкого кливажа. Скорее всего, это наложенный широтный грубый кливаж, о котором речь пойдет ниже.

Тектонические брекчии в этом обнажении редки. Крутопадающая линейная зона тектонических брекчий мощностью до 15 см протягивается меридионально на несколько метров (АзПд 270/75). Обломки представлены вишневыми и зелеными алевролитами. Они имеют угловатые, плоские и изометричные очертания (рис. 5, С). Уплощенные обломки ориентированы конформно всей зоне брекчий. Цемент брекчий карбонатный — кальцит и сидерит. Количество обломков около 50%, их размер колеблется от 0,5 до 4,5 см, распределены они в породе неравномерно.

Изученные мезоструктурные элементы позволяют восстановить палеополя напряжения на момент их формирования в рамках модели Кулона—Андерсона (рис. 5, D). Единый структурный парагенез составляют: смыкающее крыло флексуры (1); вертикальный кливаж (2); SF-текстура — серии зеркал скольжения взбросовой кинематики (3); сколы, косо секущие кливаж, мелкие складки гофрировки с вертикальными осевыми поверхностями (4); зоны тектонических брекчий (5), которые обычно образуются при хрупких сколовых деформациях, правда, при меньших углах к направлению сжатия. Этот парагенез отвечает сжатию по направлению северо-запад—юго-восток (азимут 300°) и растяжению по направлению северо-восток—юго-запад (азимут 30°). Такая ситуация определяет кинематику Юрюзанского разрыва как крутого взброса.

Возможно, меридиональные зоны тектонических брекчий относятся к другому парагенезу. Не исключено, что они входят в единый парагенез с грубым широтным кливажем (6), который связан с меридиональным сжатием.

Участок Башлес расположен в заброшенном карьере северо-западнее пос. Башлес, в лежачем крыле Катав-Ивановского разрыва. Карьером также вскрыты породы катавской свиты. Они преимущественно полого наклонены и осложнены попутными немного косыми флексурами (рис. 5, H), параллельные крылья которых падают на юг (АзПд 170–180/10–15), а смыкающие — на юго-восток (АзПд 165/55).

Массивные известняки местами разбиты крутым кливажом — от субмеридионального до северо-западного (рис. 5, F), а в тонкослоистых известковистых алевролитах распространен кливаж плейчатости. В микролитах кливажа плейчатости обнаруживаются мелкие гребневидные и килевидные складки. Размер складок до 1,5 см по амплитуде и до 3–4 см по длине волны. Как правило, гребни и кили в складках затянuty в кливажные зоны, а округлые замки располагаются в микролитах (рис. 5, E). Микролиты почти везде смещены один относительно другого по кливажным зонам, но амплитуды смещения измеряются миллиметрами (до нескольких сантиметров). Кливаж плейчатости расположен преимущест-

венно ортогонально слоистости, но на смыкающих крыльях флексур сечет ее косо. Генеральное положение кливажных зон — АзПд 135/70, что соответствует ориентировке Катав-Ивановского разрыва. В пределах участков, в которых развит кливаж плейчатости, фиксируются отчетливые структуры сжатия — мелкие клиновидные блоки, зажатые между микролитами, иногда выдавлены вверх.

В разрезе встречаются маломощные (до 3–4 см) полосы выбеленных пород, либо протяженные как пласты, либо линзовидные. В некоторых местах эти зоны осветления пересечены короткими поперечными линзовидными прожилками кальцита (рис. 5, I) длиной 3–6 см и мощностью до 0,5 см (АзПр 325/90), сформированными по трещинам отрыва (врезка на рис. 5, I). При развитии таких трещин могут возникнуть структуры будинажа, развивающиеся в условиях сжатия поперек слоя и растяжения вдоль него.

Зеркала скольжения в пределах объекта Башлес встречаются редко. Единственное отчетливое зеркало скольжения обнаружено на дне карьера, оно имеет юго-восточное пологое падение, причем ориентировка поверхности зеркала и штриховки совпадает (АзПд 140/30). По редким уступчикам удается установить надвиговую кинематику разрыва, с которым связано зеркало скольжения. В некоторых местах тонкослоистые алевролиты локально деформированы с образованием мезоструктурных полос излома — кинкбандов (рис. 5, G). Слои в кинкбанде круто погружаются на северо-запад (АзПд 330/65–85), а полоса излома — юго-восток (АзПд 150/65–70). Подобные структуры обычно интерпретируются как структуры сжатия, направленного под острым углом к слоистости (врезка на рис. 5, G).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить два парагенеза и реконструировать положение осей палеонапряжений в рамках модели Кулона—Андерсона (рис. 5, J). В первый парагенез сжатия (7) — растяжения (8) входят попутные флексуры с крутыми смыкающими крыльями (1), тонкий кливаж плейчатости (2), крупный кинкбанд (3), надвиговые зеркала скольжения (4), серии трещин отрыва (5). Перечисленные структурные элементы входят в парагенез сжатия, главная ось которого полого погружается на юго-восток, а ось растяжения — горизонтальна и ориентирована на северо-восток. Такая ситуация определяет кинематику Катав-Ивановского разрыва как крутого взброса.

Второй парагенез представлен только крутым грубым кливажем северо-западного простирания (6). Скорее всего, он связан с расположенным западнее Орловским разрывом, ограничивающим Юрюзанскую синклираль с запада.

Участок Катав-Ивановск расположен в пределах г. Катав-Ивановск, севернее пруда, в лежачем

крыле разрыва, оперяющего с севера Катав-Ивановский разрыв. Здесь карьером вскрыта отвесная стенка — разрез крупной (во всю стенку), слегка наклонной широтной антиклинали с округлым замком (рис. 6, С). Южное крыло в целом падает полого (АзПд 175 \angle 20–35), но внизу становится более крутым — до 50–55°. Северное крыло также в целом падает полого (АзПд 350 \angle 20), но далее на север в нем имеется попутная флексура. Смыкающееся крыло более пологое (\angle 10), но еще севернее слои падают гораздо круче — угол 60–65°, а вблизи замка смежной синклинали до 90°. Севернее находится южное крыло похожей складки, т.е. в целом форма складок килевидная. Шарнир складки очень полого погружается на восток (АзПд 90 \angle 7–10).

Антиклиналь сложена бордово-красными известняками и известковистыми алевролитами с тонкой волнистой слоистостью катавской верхнерифейской свиты. Слоистость наиболее хорошо видна на выветрелой поверхности из-за разной прочности пород. Она подчеркнута тонкими микропрослоями более темного красновато-бурого вещества. Мощность таких микропрослоев варьирует от долей миллиметра до 2–3 мм. Они не выдержаны по мощности, могут периодически разветвляться и сходиться вновь.

В пределах обнажения обнаружен кливаж плейчатости (АзПд 170 \angle 75), аналогичный кливажу плейчатости, описанному в объекте Башлес (рис. 6, А). Он примерно отвечает положению осевой поверхности складки, имеющей слабую северную вергентность. В массивных породах также проявлен тонкий кливаж, залегающий круче слоистости. Этот кливаж сечет также небольшие субпослойные зеркала скольжения, образовавшиеся при формировании складки за счет межслоевого скольжения. Такое же происхождение имеют и редкие S-образные прожилки розового кальцита, местами слабопигментовые (рис. 6, D и врезка к нему).

Кроме очевидных структур сжатия в пределах обнажения встречаются зоны левокулисных линзовидных кальцитовых жил, образованных по трещинам отрыва, которые ограничены тонкими протяженными жилами, отвечающими генеральным сколам. Они фиксируют правосторонний сдвиг (рис. 6, В и врезка к нему).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить структурный парагенез и реконструировать положение осей палеонапряжений (рис. 6, Е). В первый (основной) структурный парагенез субмеридионального сжатия (рис. 6, б) — субширотного растяжения (7) входят наклонные складки северной вергентности (1, 2), послонные зеркала скольжения (3), кливаж плейчатости (4), S-образные пигментовые кальцитовые жилы. Ко второму структурному парагенезу (субширотного правого сдвига) относятся полосы линзовидных левокулисных кальцитовых жил — Т-структуры

Риделя (5), ограниченные параллельными жилами (по Y-сколам Риделя). Подобная ситуация определяет кинематику разрыва, оперяющего Катав-Ивановский разлом, как правого сдвига-взброса.

Участок Юрюзань расположен у моста через р. Юрюзань в г. Юрюзань, непосредственно в зоне Катав-Ивановского разлома. Дорожной врезкой вскрыт разрез авзянской верхнерифейской свиты — скальные выходы глинистых и углеродистоглинистых сланцев с будинированными прослоями черных доломитов. Слои слагают пологую субмеридиональную антиклиналь у западного крыла (АзПд 285 \angle 30), восточное крыло залегает полого, но направление и угол падения не выдержаны, в целом породы падают в восточных румбах (АзПд от 40 до 120). Местами породы смяты в мелкую плейчатость с амплитудой до 15 см и длиной волны 20–40 см. Складки практически симметричны. В сланцы иногда затянута обломки доломитов размером несколько сантиметров.

Зеркала скольжения имеют волнистую поверхность, падают преимущественно полого (АзПд 125 \angle 45 — поверхность зеркала; Аз ПД 115 \angle 42 — штриховка), но иногда и круто, хотя и в ту же сторону (АзПд 120 \angle 70 — зеркало+штриховка) и характеризуются сбросовой кинематикой с небольшой сдвиговой компонентой (рис. 6, F).

Компетентные пласты доломитов в пределах обнажения почти повсеместно разбудинированы. Будины обычно имеют неправильно округлую форму (рис. 6, G), иногда пласт постепенно утончается и разваливается на несколько угловатых кусков. Некоторые будины целиком сложены крупными строматолитовыми постройками. Уплотненные будины часто включают серии поперечных кальцитовых жилок, либо линзовидных, либо тонких параллельных, иногда извилистых (рис. 6, L). Трещины отрыва в будинах имеют широтное простирание и крутое падение (АзПр 90 \angle 90).

Отдельные горизонты сланцев превращены в тектониты с ярко выраженной линзовидно-полосчатой текстурой, близкие к SF-тектонитам (рис. 6, I). В пачках более компетентных слоев отчетливо выражен грубый кливаж, падающий на юго-запад (АзПд 235 \angle 60). Мощность микролитонов от 3 до 15 см. Глинистые сланцы рассечены серией вертикальных неровных трещин, которые сопровождаются гофрировкой, напоминающей волнистый кливаж. Простирание трещин, а также осевых поверхностей складочек меридиональное, шарниры горизонтальны или немного наклонены на север. Амплитуды складок 0,5–1,5 см, мощность микролитонов 0,7–4,0 см.

Местами сланцы гофрированы и образуют Z-образные структуры (складки волочения), ориентированные по падению пластов (рис. 6, K). Такие структуры можно трактовать и как складки оползания, однако в данном случае они, скорее всего, все-таки относятся к складкам волочения.

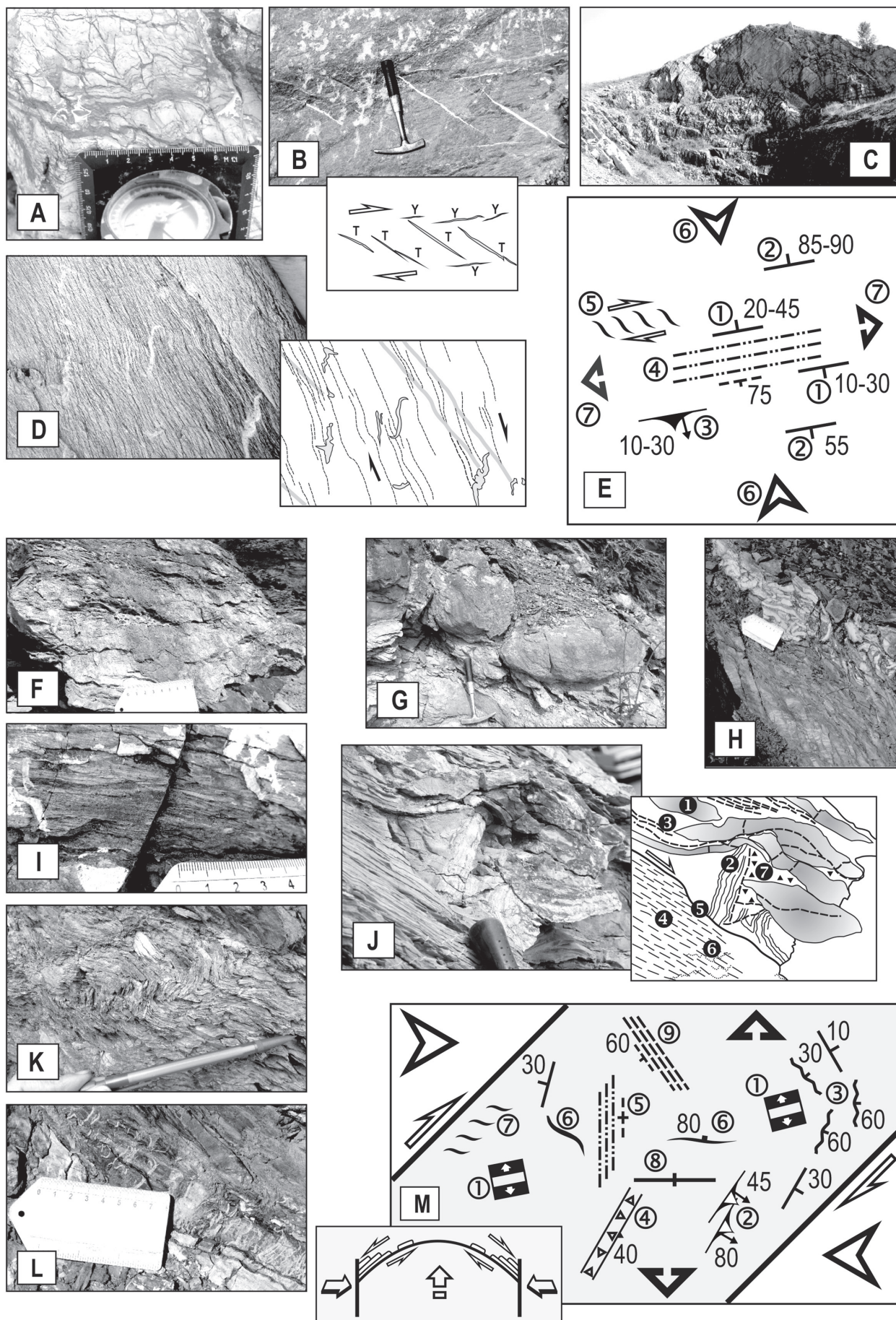


Рис. 6. Мезоструктуры и структурные схемы опорных участков Катав-Ивановск (А–Е) и Башлес (F–M). Пояснения см. в тексте

В северо-восточной части обнажения блока хаотически дислоцированных пород обнаружена серия мезоструктур, указывающих на пологий сброс (рис. 6, J). Этот блок подстилается интенсивно рассланцованными доломитами (4 на врезке к рис. 6, J), которые срезаны наклонным разрывом (5). В сланцах присутствуют многочисленные птигматитовые жилы розового кальцита (6). Хаотический горизонт сложен глыбами массивных доломитов, вероятно, будинами разорванных пластов (1), развернутыми поперек горизонта глыбами тонкослоистых доломитов (2), погруженными в интенсивно трещиноватый (3) матрикс, местами превращенный в тектоническую брекчию (7).

Тектонические брекчии часто заполняют тени давления вокруг будин. Кроме того, линзовидное тело тектонических брекчий мощностью 12 см (АзПд 120/40) перекрывает зону крутых малоамплитудных сбросов, круто падающих на юго-восток (Аз Пд 110/55–60). Мощность клиновидных микролитонов 0,5–3,0 см (рис. 6, H).

Совокупность изученных мезоструктур позволяет выделить два парагенеза и реконструировать положение осей палеонапряжений (рис. 6, M). Направление растяжения определяется ориентировкой рассланцевания и SF-тектонитов, сбросов, осевых поверхностей птигматитовых жил, направлением растаскивания будин, поверхностей зеркал скольжения сбросового типа. Направление сжатия определяется расположением будин, ориентировкой кливажа и осевых поверхностей складок. Возникшая довольно сложная картина не может быть интерпретирована в рамках модели Кулона–Андерсона. Объект находится практически в самой зоне Катав-Ивановского разрыва, которая здесь представляет собой узкую зону правосторонней транспрессии.

В общий парагенез правосторонней транспрессии входят: *структуры растяжения* (Т-структуры по Риделю) — трещины отрыва (8 на рис. 6, M), крутые субширотные кальцитовые и сидерит-кальцитовые жилы (6), в том числе левокулисные (7); *структуры будинажа* (J); *Z-структуры*; хаотические горизонты пологих сбросов (2); *структуры сжатия* (S-структуры) — меридиональный волнистый кливаж (5); *структуры скалывания* (Y, R и P синтетические сколы Риделя) — рассланцевание и SF-тектониты (3), тектонические брекчии (4). Грубый кливаж северо-западного простирания (9) или существенно более поздний, или локально проявлен в общей структуре антиклинальной складки. Эта складка образовалась в результате выдавливания в зоне транспрессии, поэтому зеркала скольжения в крыльях складки имеют вид сбросовых, что выглядит на первый взгляд малообоснованным в условиях сжатия (врезка на рис. 6, M).

Таким образом, установлено, что в общей обстановке правосторонней транспрессии сдвиговые

деформации концентрируются непосредственно в узких зонах крупных взбросо-сдвигов (Сулейманский, Юрюзанский, Катав-Ивановский), а в крыльях этих разрывов (в разделяющих блоках) проявлены почти исключительно деформации сжатия–растяжения.

Заключение. Выявленные закономерности позволяют в целом оценить кинематику формирования Симской мульды и крупных разрывов ее обрамления (рис. 3, A). Симская мульда представляет собой пологий прогиб, сформировавшийся на крупном, сложнопостроенном Каратау-Сулеймановском поднятии. Механизм ее формирования представляется следующим. В условиях общепалеозойского субширотного сжатия весь Каратау-Сулеймановский блок за счет клиновидной морфологии оказался выдавленным не только вверх, но и латерально — на север — по сопряженным сдвиговым зонам. Доминирующей, вероятно, была Первомайская зона правосторонней транспрессии, параллельная Катавско-Юрюзанской правосторонней зоне и развивавшаяся в условиях простого сдвига. Ашинский левый сдвиг, по сути, представляет собой скол, сформировавшийся в условиях чистого сдвига и осложненный положительными структурами «конский хвост».

При этом в пределах самого Каратау-Сулеймановского блока распределение полей напряжения оказалось иным. Движение блока на север определило локальную обстановку меридионального сжатия, которое реализовывалось в формировании крупных субширотных антиклиналей западного обрамления впадины, а впоследствии — элементов широтного кливажа в пределах самой мульды. Сулеймановская антиклиналь в целом наследует простирание Башкирского мегантиклинория, но при движении на север она отдалялась от положительных структур Ашинского сдвига, поэтому растяжение в пределах блока в такой ситуации было ориентировано субширотно. Как следствие в центральной части Каратау-Сулеймановского блока широтное растяжение компенсировалось постепенным прогибанием, что и привело к формированию Симской мульды.

Особый интерес вызывают особенности распределения полей напряжения в пределах Катавско-Юрюзанской правосторонней взбросо-сдвиговой зоны. Непосредственно в зоне конкретного разрыва резко преобладают касательные напряжения, которые фиксируются по структурным парагенезам, характерным для зон транспрессии, а на удалении от разрывов в обоих их крыльях касательные напряжения не проявлены, а имеющиеся структурные парагенезы связаны только с нормальными напряжениями. Вблизи разрывов обычно тоже преобладают нормальные напряжения, но отмечаются и локально выраженные касательные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Кисин А.Ю. Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. № 4. С. 35–47.

Мизенс Г.А. Об этапах формирования Предуральского прогиба // Геотектоника. 1997. № 5. С. 33–46.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики

и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Тетяев М.М. Геотектоника СССР. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 298 с.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и их классификация. Избр. тр. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 288–368.

Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. 6-th printing. N.Y.: W.H. Freeman and Company, 2000. 532 p.

Поступила в редакцию
27.10.2017