

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ФАЗЫ ДЕФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА ШИРОТЕ ПРОФИЛЯ УРАЛСЕЙС (URSEIS–95)

Восточно-Уральская мегазона расположена в пределах палеоокеанического сектора Уральского складчатого пояса [Нечуехин и др., 1986] и представляет собой область тектонического скучивания блоков докембрийской сиалической коры и фрагментов палеозойских офиолитовых и островодужных формаций [Пучков, 2000]. Профиль Уралсейс¹, пройденный на Южном Урале, пересекает мегазону по линии деревня Николаевка – деревня Новониколаевка – деревня Ольховка – железнодорожная станция Родники. Нами выполнена геологическая интерпретация верхней части сейсмического профиля (рис. 1). Кроме того, в ряде пунктов, расположенных в зоне геофизических работ, проведены структурные исследования, которые включали: 1) массовые замеры различных структурных элементов (трещиноватости, разрывов, слоистости, шарниров складок и др.); 2) изучение морфогенетических особенностей и кинематики разрывных нарушений [Данилович, 1961; Расцветаев, 1987; Kano et al., 1991]; 3) структурно-геометрический анализ складчатых форм [Казаков, 1976]; 4) тектонофизические реконструкции [Гзовский, 1975; Гущенко, 1979; Корчемагин, Емец, 1982; Николаев, 1977]; 5) парагенетический анализ складчатых и разрывных дислокаций [Лукьянов, 1991]. Конечной целью исследований являлось выяснение основных закономерностей структурной эволюции мегазоны на коллизионном и платформенном этапах ее развития. К настоящему времени опубликовано большое количество статей, посвященных интерпретации материалов по геотраверсу [Berzin et al., 1996; Ehtler et al., 1996; Иванов, 1998; Пучков, 2000; Глубинное..., 2001 и др.]. В этих работах дана обстоятельная характеристика общей структуры Южного Урала и ее главных элементов. Вместе с тем остается еще много спорных вопросов, особенно касающихся строения, механизмов и времени формирования конкретных геологических структур. Очевидно, что решение перечисленных задач невозможно без применения специальных структурных методов. В последние годы исследования в этом направлении проводились на восточном склоне Южного Урала в крайне ограниченном объеме и, за редким исключением [Bankwitz, Ivanov, 1997; Савельев и др., 1998; Пчелинцев, 2001; Серавкин и др., 2001; Тевелев, Кошелева, 2002], обычно ограничивались описанием морфологии складчатых и разрыв-

ных нарушений. В настоящей статье сделана попытка восполнить пробел в изучении тектонических структур Восточно-Уральской мегазоны.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ ПО ПРОФИЛЮ УРАЛСЕЙС

Мегазона на широте геофизического профиля включает следующие структуры (с запада на восток): 1) Восточно-Уральское поднятие, 2) Восточно-Уральский прогиб, 3) Зауральское поднятие, 4) Александровскую и 5) Денисовскую зоны (рис. 1).

Восточно-Уральское поднятие в современных плейтктонических моделях Урала интерпретируется как микроконтинентальный блок с докембрийским фундаментом [Иванов, 1998; Пучков, 2000]. По данным А.В. Тевелева и И.А. Кошелевой [2002], проводивших геологосъемочные работы севернее сейсмического профиля на Чесминской площади, центральная зона поднятия имеет антиформное строение. Шарнир антиформы ундулирует по простиранию. К поперечным куполообразным поднятиям складки, сложенным в основном метаморфическими комплексами, приурочена цепочка массивов гранитоидов позднепалеозойского возраста. Крылья антиформы перекрыты аллохтонами палеозойских офиолитов, осадочных и вулканогенных пород. В районе геотраверса краевые аллохтоны отсутствуют. Поднятие представлено только антиформой, ядро которой образует крупный многофазовый Джабыкский массив. В его строении участвуют несколько гранитоидных комплексов (Родничковский, Мочагинский, Джабыкский и Кожубаевский) [Орогенный..., 1994], характеризующихся близким Rb–Sr возрастом $267 \pm 16 - 279 \pm 8$ млн. лет [Ронкин и др., 1997]. Г.Б. Ферштатером в недавно опубликованной работе [2001] приведены более древние Rb–Pb датировки гранитоидов: 290 млн. лет. Интрузивные комплексы образуют тело сложной формы, вытянутое в субширотном направлении. Массив имеет слабо деформированную концентрически зональную внутреннюю структуру, хорошо выраженную в магнитных и гравиметровых полях. Контакты плутона с вмещающими метаморфическими породами, как правило, падают от массива. В сейсмической записи он коррелируется с неглубокой (5–8 км) зоной отсутствия отражений, что, вероятно, свидетельствует о его плитообразной форме. Вдоль западного контакта плутона проходит зона Восточно-Магнитогорского разлома, отделяющая поднятие от Магнитогорской мегасинформы. С востока к нему

¹ Следует обратить внимание на разночтение в названии профиля: URSEIS–95 [Berzin et al., 1996; Ehtler et al., 1996] и Уралсейс [Глубинное..., 2001] (*Прим. Ред.*).

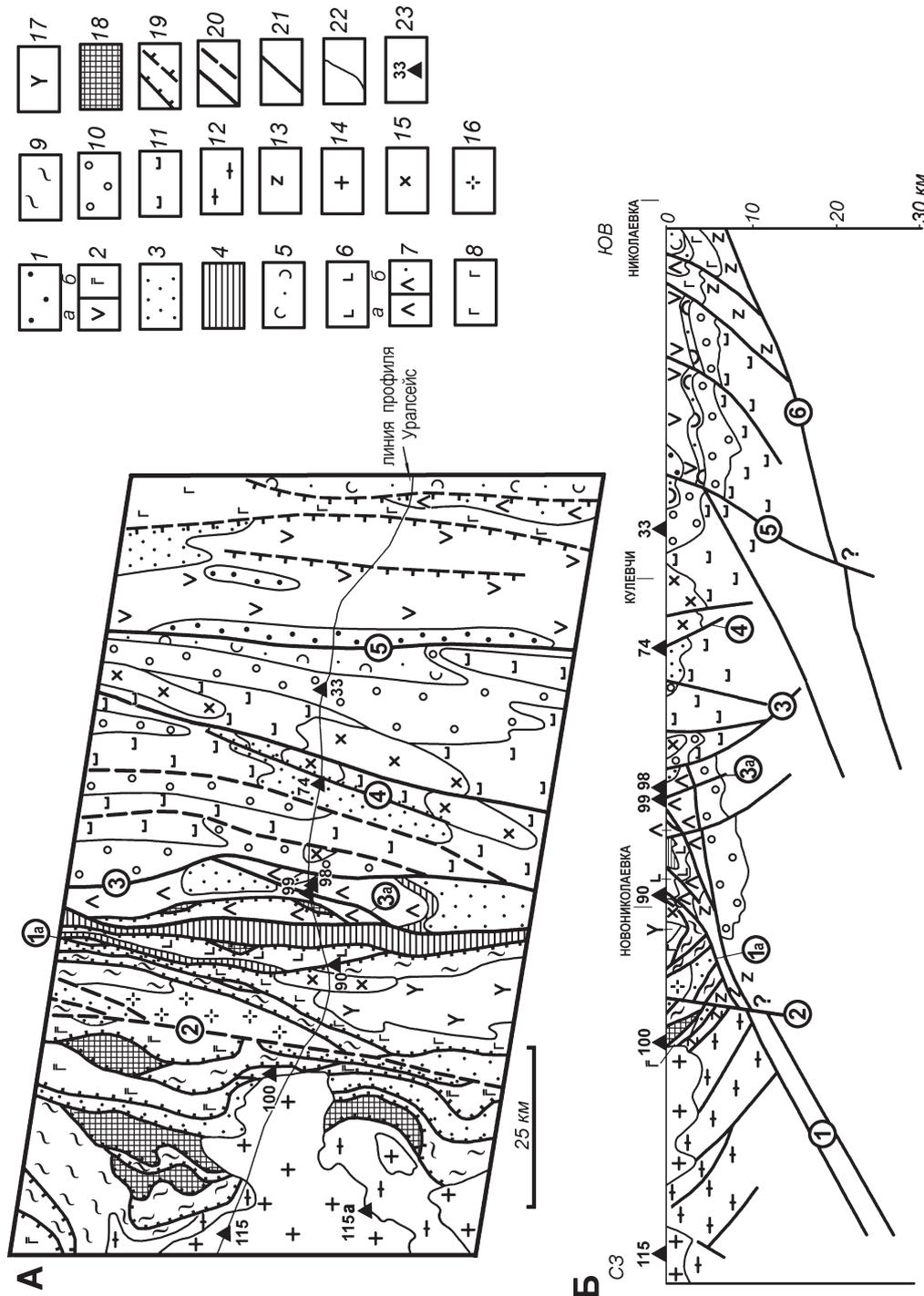


Рис. 1. А — геологическая схема Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля Уральсей (составлена на основе геологической карты масштаба 1:500 000 [Геологическая..., 1979] с использованием данных А.М. Косарева с соавторами [2001], К.П. Плюснина [1977], В.Н. Пучкова [2000], А.В. Тевелева и И.А. Кошелевой [2002]); Б — схематический геологический разрез вдоль профиля Уральсей

1 — полимиктовые отложения (С₂); 2 — вулканогенные комплексы (D₃-С₁); 3 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения (С₁); 4 — вулканогенно-осадочные толщи (D₃-С₁); 5 — кремнистые, карбонатные и терригенные толщи (D₂); 6 — вулканогенные комплексы (D₁); 7 — вулканогенные (а) и вулканогенно-осадочные (б) разрезы андезит-базальтовой формации (S_{1,2}); 8 — базальтовая формация (O); 9 — метаморфические сланцы (Pz₁); 10 — метаморфические породы (V-O); 11 — терригенные, вулканогенные и метаморфические комплексы (PR-R); 12 — метаморфические породы (R); 13 — офиолитовые комплексы нерасчлененные; 14 — гранитоиды (С₂-P₁); 15 — гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации (С₁); 16 — интрузивные тела мондиорит-граносиенит-гранитоидного комплекса (D₃); 17 — габброиды неизвестного возраста; 18 — серпентиниты; 19–20 — разломы на схеме; 19 — надвиги и взбросы, 20 — левые сдвиги и взбросо-сдвиги (сплошной и пунктирной линиями показаны разломы установленного и предполагаемого кинематического типа соответственно); 21 — разломы на разрезе; 22 — геологические границы; 23 — пункты наблюдений и их номера. Арабскими цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Карталинский, 1а — Новониколаевский, 2 — Челябинский, 3 — Дзетыгаринско-Троицкий, 3а — Катенинский, 4 — Западно-Кулевчинский, 5 — Тобольский, 6 — Денисовский (Николаевский)

примыкает система тектонических пластин восточного падения, сложенных серпентинизированными ультрабазитами, ордовикскими (?) метаморфическими сланцами, осадочными и вулканогенными породами нижнего карбона. Чешуйчатые структуры принадлежат смежному Восточно-Уральскому прогибу.

В пределах Восточно-Уральского прогиба распространены породы офиолитовой ассоциации и метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения ордовикского (?) возраста, силурийско-нижнедевонские кремнистые и островодужные карбонатно-вулканогенные толщи [Вулканизм..., 1992; Коротеев и др., 1979], осадочные и вулканогенные комплексы (D_3-C_1), а также разнообразные по составу интрузивные тела. В современной структуре палеозойские комплексы выполняют тектонический шов, соединяющий («склеивающий») Восточно-Уральский и Зауральский микроконтиненты. Основным структурным элементом шва является надвиговая зона западного падения (углы падения $30-35^\circ$), выходящая на поверхность на восточном фланге прогиба. В висячем крыле разломная зона оперяется системой чешуйчатых надвигов и взбросо-надвигов восточного падения, концентрирующихся вдоль западного борта прогиба. Сочетание надвиговых структур встречного падения обуславливает вблизи земной поверхности общее синформное строение прогиба [Вулканизм..., 1992]. Фрагмент главной разломной зоны детально разбурен на Новониколаевско-Михеевской площади [Косарев и др., 2001]. В районе деревни Новониколаевка К.С. Ивановым и Л.А. Карстен [1993] в зоне надвига установлены следы метаморфизма повышенных давлений. Породы прогиба по этому разлому надвинуты на докембрийские и нижнепалеозойские комплексы Зауральского поднятия. На профиле Уралсейс надвиговая зона коррелируется с серией рефлекторов западного падения, образующих Карталинский пакет отражений (КПО) [Berzin et al., 1996]. Они прослеживаются через всю земную кору до поверхности МОХО, сливаясь с последней. Чешуйчатые надвиги и взбросо-надвиги восточного падения также хорошо выражены в волновом поле. Соответствующие им зоны отражений дешифрируются не только в пределах Восточно-Уральского прогиба, но и значительно западнее в средней коре под Джабыкским массивом. Судя по волновой картине, гранитный плутон пересекает структуры восточного падения, что, возможно, свидетельствует о более позднем времени его становления. По падению зоны отражений западной вергентности утыкаются в систему КПО. Некоторые исследователи полагают, что КПО пересекает эти зоны и является наложенной сутурой, связанной с позднеорогенной внутриконтинентальной конвергенцией [Пучков, 2000]. Наличие древних западновергентных и молодых восточновергентных

структур увязывается с тектонической перестройкой Южного Урала на рубеже девона и карбона, а именно со сменой наклона зоны субдукции с восточного на западный. По нашему мнению, структуры восточного падения оперяют Карталинскую тектоническую зону. Такой вывод вполне определенно следует из анализа соотношений разломов западного и восточного падения в приповерхностных горизонтах прогиба.

Восточной границей Восточно-Уральского прогиба служит Джетыгаринско-Троицкий разлом восточного падения (левый сдвиго-надвиг, согласно К.П. Плюснину [1977]). Разлом ограничивает по востанию надвиги Карталинской зоны, а оперяющие его разрывные нарушения, например, Катенинский разлом, пересекают эту зону (рис. 1Б). Таким образом, имеются основания предполагать более позднее (относительно Карталинских надвигов) время образования Джетыгаринско-Троицкого разлома.

На западном фланге Восточно-Уральского прогиба КПО пересекается субвертикальной диффузионной зоной, коррелирующейся на поверхности с региональным Челябинским разломом (Челябинско-Троицким левым сдвигом по К.С. Иванову [1998]). По нему установлены знакопеременные движения, но наиболее ярко проявлены левосторонние смещения [Bankwitz, Ivanov, 1997]. В зоне разлома расположен грабен (возможно, пулл-аппартовый бассейн), заполненный триасовыми траппидами и угленосными осадками. Триасовые породы сильно дислоцированы, по данным А.В. Тевелева и И.А. Кошелевой [2002], в режиме левосторонней транспрессии. По-видимому, Челябинский разлом представляет собой более молодое тектоническое нарушение по сравнению с Карталинскими надвигами. Однако на данной стадии изученности вопрос о времени его заложения нельзя считать окончательно решенным.

Зауральское поднятие отличается широким распространением докембрийских (?) метаморфических пород и ордовикских терригенных толщ преимущественно аркозового состава. Метаморфические комплексы слагают фундамент, а нижнепалеозойские отложения — чехол предполагаемого Зауральского микроконтинента [Пучков, 2000]. Структура поднятия из-за крайне плохой обнаженности изучена недостаточно. По данным геологических съемок масштаба 1:50 000 нижнепалеозойские отложения смяты в открытые линейные складки субмеридионального простирания, сопровождающиеся продольными крутопадающими разломами, например, Западно-Кулевчинским. В ядрах синклиналей местами установлены нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенные породы. Вместе с тем наличие среди стратифицированных отложений крупных тел серпентинизированных ультрабазитов, для многих из которых бурением и геофизическими работами доказано аллохтонное

залегание [Нечухин и др., 1986; Камалетдинов, Казанцева, 1983], указывает на развитие в пределах поднятия покровных структур. Восточная граница микроконтинента проходит по региональному Тобольскому левому сдвигу [Плюснин, 1971], имеющему западное падение [Глубинное..., 2001].

Александровская зона сложена вулканитами андезитовой формации (C_1) и коагматичными им интрузивными массивами. В современной структуре каменноугольные комплексы смяты в синформу близмеридионального простириания. Структурные элементы, характерные для Зауральского поднятия в средней коре, прослеживаются в сейсмической записи без заметного разрыва сплошности под Александровской зоной. Вероятно, эта зона может интерпретироваться как фрагмент краевого вулканоплутонического пояса андийского типа [Пучков, 2000].

Денисовская зона представляет собой тектонический шов, отделяющий Восточно-Уральскую мегазону от расположенного восточнее Тургайского прогиба. Профиль Уралсейс пересекает только ее западный фланг. В строении зоны участвуют сильно дислоцированные ордовикские офиолиты, вулканогенно-осадочные отложения островодужного типа и терригенно-карбонатные толщи силурийского возраста, среднедевонские осадочные отложения, а также каменноугольные вулканиты. Они образуют несколько тектонических пластин западного падения, ограниченных зонами серпентинитового меланжа. Крайняя западная меланжевая зона содержит блоки кварцитов, метаморфических сланцев и гнейсов, близких по составу к породам фундамента Зауральского микроконтинента [Косарев и др., 2001]. В пределах шовной зоны К.С. Ивановым и Л.А. Карстен [1993] установлены проявления высокобарического метаморфизма. Система разломов, выполненных серпентинитовым меланжем, по падению объединяется в узкую тектоническую зону. В сейсмической записи она выделяется полосой рефлекторов западного падения, протягивающейся, так же как и КПО, через всю земную кору до поверхности МОХО, соединяясь с последней под острым углом. В опубликованной литературе шовная зона получила название Денисовской [Пучков, 2000] или Николаевской [Иванов, 1998].

Таким образом, основными структурными элементами Восточно-Уральской мегазоны являются следующие: 1) Восточно-Уральский и Зауральский блоки (предположительно микроконтиненты с докембрийским фундаментом); 2) внутрикоровые тектонические швы западного падения (Карталинский и Денисовский); 3) фрагмент каменноугольного вулканоплутонического пояса, расположенный на восточном фланге Зауральского микроконтинента. Среди разрывных нарушений намечаются две возрастные группы: 1) ранние структуры взбросо-надвигового типа и 2) поздние близмеридиональные левосторонние разломы.

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предварительные результаты исследований рассмотрены в опубликованной работе [Знаменский и др., 1996]. В последнее время нами собран дополнительный фактический материал, уточняющий структурно-динамическую модель формирования Восточно-Уральской мегазоны на коллизионном этапе. Пункты наблюдений были сосредоточены на площади Восточно-Уральского и Зауральского микроконтинентов и разделяющего их Восточно-Уральского прогиба.

В пределах Восточно-Уральского поднятия (рис. 1А) структурные наблюдения выполнены внутри Джабыкского массива (т.н. № 115) в 3,5 км восточнее деревни Кожубаево, а также в зоне юго-восточного контакта этого плутона на южной окраине поселка Анненский (т.н. № 115а). В первом пункте в порфиридных биотит-мусковитовых гранитах Джабыкского комплекса, обладающих пологой отдельностью (аз.пд. ЮЗ $217^\circ \angle 10^\circ$), установлены три парагенезиса трещин и мелких разрывов, представленных (от ранних к поздним): 1) тремя системами сколовых нарушений с пегматитовыми жилами (аз.пд. ЮЗ $265^\circ \angle 80^\circ$, аз.пд. Ю $180^\circ \angle 80^\circ$ и аз.пд. ЮЗ $200^\circ \angle 80^\circ$), сформировавшимися в сдвиговом поле палеонапряжений с пологим юго-восточным падением оси σ_3 (диаграмма Ia на рис. 2); 2) северо-западными (аз.пд. $48^\circ \angle 80^\circ$) левыми и северо-восточными (аз.пд. $132^\circ \angle 80^\circ$) правыми сдвигами и косыми разрывами с кварцевыми жилами, образовавшимися в сдвиговом поле палеонапряжений в условиях субширотного стресса; 3) левосторонними субширотными и правосторонними близмеридиональными разрывами, а также трещинами отрыва северо-восточного простириания, заложившимися в режиме северо-восток – юго-западного направления сжатия и в основном наследующими дизъюнктивы первых двух парагенезисов.

В районе поселка Анненский изучен контакт гранитоидов плутона с вмещающими гнейсами. В точке наблюдений контакт полого падает на юго-восток по азимуту 125° . Наиболее ранние деформационные структуры выявлены в гнейсах, имеющих полосчатую текстуру. Метаморфическая полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых зон. Последние обогащены красновато-коричневым, часто крупночешуйчатым биотитом, формирование которого связано с термальным воздействием гранитоидов на вмещающие породы [Орогенный..., 1994]. Гнейсы смяты в асимметричные S-образные складки амплитудой до 1,5 м. Осевые поверхности индивидуальных складок характеризуются устойчивым субширотным простирианием, тогда как шарниры образуют на круговой диаграмме веер (диаграмма IIa на рис. 2). Вероятно, они образовались при внедрении Джабыкского массива.

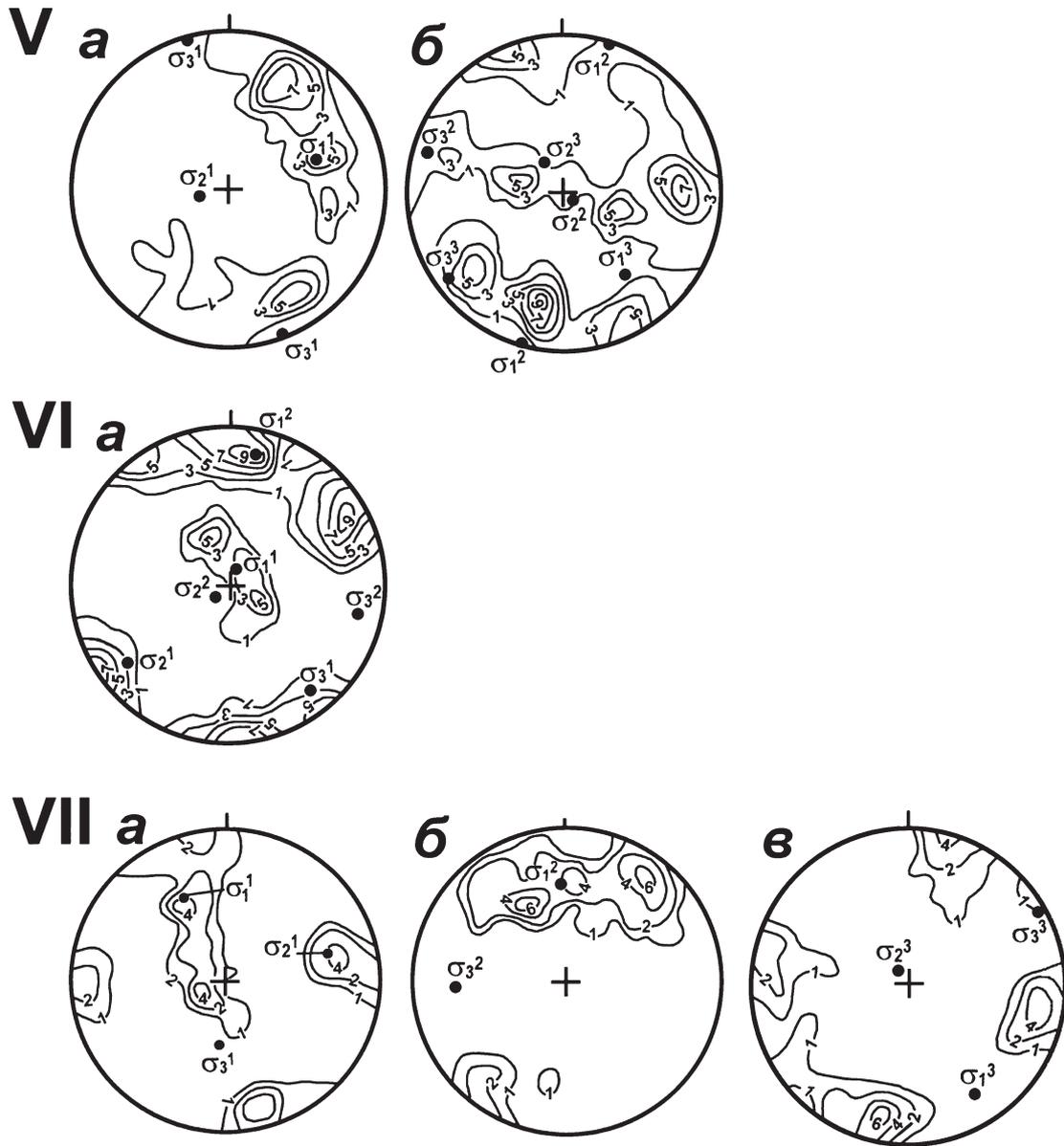


Рис. 2 (продолжение)

Ориентировка осевых поверхностей метаморфических складок указывает на условия близмеридионального сжатия и режим левого сдвига в контактовой зоне плутона в этот период.

Ко второму, более позднему, парагенезису относятся чешуйчатые надвиги юго-восточного падения, субпараллельные контакту интрузии. Они сопровождаются оперяющими надвигами и взбросами встречного падения, а также продольными складками волочения. Надвиги и взбросы представлены, главным образом, зеркалами скольжения с бороздами, ориентированными по линии падения – восстания сместителей. Ось приразломной складчатости наклонена на юго-запад (аз.пд. 204°) под углом 5° (диаграмма *IIIa* на рис. 2). Надвиговыми деформациями обусловлено веерообразное расположение шарниров ранних метаморфических складок. Формиро-

вание складчато-разрывных нарушений происходило в надвиговом поле палеонапряжений с близгоризонтальной ориентировкой оси сжатия по азимуту $S3\ 292^\circ$ (диаграмма *IIIб* на рис. 2). Наиболее поздними из изученных в обнажении являются субширотные левые сдвиги и взбросо-сдвиги (третий структурный парагенезис). Надвиги и взбросы в период их заложения испытали реактивированные сдвиговые смещения, что отчетливо устанавливается по наложенным близгоризонтальным бороздам скольжения. С помощью кинематического анализа векторов смещений по зеркалам [Гуценко, 1979] для данной фазы деформаций реконструировано сдвиговое поле палеонапряжений с пологим падением оси σ_3 на юго-запад (аз.пд. $240^\circ \angle 10^\circ$).

В пределах Восточно-Уральского прогиба изучены структурные парагенезисы, развитые (рис. 1А):

1) висячем крыле Новониколаевского разлома (т.н. № 90), входящего в систему вторичных разрывов Карталинской надвиговой зоны; 2) в тектонической пластине серпентинитов (т.н. № 100), расположенной на западном фланге Восточно-Уральского прогиба; 3) в зоне Катенинского разрывного нарушения (т.н. № 99), оперяющего Джетыгаринско-Троицкий разлом; 4) в силурийских вулканитах на восточной окраине деревни Катенино (т.н. № 98).

В районе сейсмического профиля висячее крыло Новониколаевского разлома вскрыто карьером на восточной окраине деревни Новониколаевка. Крыло сложено сильно дислоцированными и метаморфизованными ордовикскими (?) вулканогенно-осадочными породами². Разлом имеет азимут падения ЮЗ 260°. Угол падения по сейсмическим данным составляет приблизительно 50°. По падению разлом выполаживается. В карьере установлено три вторичных парагенезиса складчатых и разрывных структур, которые отражают три фазы смещений по разлому. Ранний парагенезис представлен складками северо-восточного простирания (аз.пр. 20–35°). Складки амплитудой до 2–3 м характеризуются Z-образной формой — длинными крутыми северо-западными и короткими пологими юго-восточными крыльями. На диаграмме полюсов слоистости им соответствует пояс, расположенный по дуге большого круга (диаграмма IIIa на рис. 2). Ориентировка шарнира складчатости V_1 (нормали к поясу [Казаков, 1976]), свидетельствует о надвиговых смещениях по Новониколаевскому разлому с небольшой левосдвиговой компонентой.

Ко второму структурному парагенезису относится система конических складок восток-северо-восточного простирания, обладающих устойчивой южной вергентностью. Складки сопровождаются продольными взбросами и правыми сдвиго-взбросами, образующими на круговой диаграмме статистический максимум аз.пд. СЗ 342° ∠ 60° (диаграмма IIIб на рис. 2), а также мелкими крутопадающими северо-восточными левыми и северо-западными правыми сдвигами. На диаграмме коническим складкам соответствует пояс полюсов слоистости, проходящий по дуге малого круга и очерчивающий коническую поверхность. Вершинная ось конуса, отвечающая среднему положению шарниров складок V_2 [Казаков, 1976], полого погружается на северо-восток по азимуту 72°. Поле напряжений, восстановленное по сдвигам с помощью метода М.В. Гзовского [1975], характеризуется северо-западной ориентировкой оси σ_3 , перпендикулярной оси V_2 (диаграмма IIIб на рис. 2). Тип и морфология

структур второго парагенезиса свидетельствуют о южном направлении транспорта масс, то есть о левосторонних движениях по Новониколаевскому разлому. Вектор смещения, реконструированный по положению оси V_2 , имеет азимут падения СЗ 330°, угол падения 22°. Кинематический тип отвечает левому надвиго-сдвигу.

В состав третьего парагенезиса оперяющих структур входят надвиги и взбросы северо-западного простирания, образующие на диаграмме пояса, проходящий по дуге большого круга через нормаль к плоскости Новониколаевского разлома (диаграмма IIIб на рис. 2). С помощью статистического метода П.Н. Николаева [1977] установлено, что в этом поясе сопряженными являются две системы надвигов с максимумами: 1) аз.пд. СВ 28° ∠ 20° и 2) аз.пд. ЮЗ 226° ∠ 30°. По ним восстановлено поле палеонапряжений с близгоризонтальной северо-восток — юго-западной ориентировкой оси сжатия. Поясное распределение трещин позволило, используя метод В.Н. Даниловича [1961], реконструировать вектор смещения по разлому. В период образования оперяющих разрывов третьей генерации по Новониколаевскому разлому происходили правые сдвиго-надвиговые движения.

Реконструированная схема структурной эволюции Новониколаевского разлома выглядит следующим образом: надвиг — левый сдвиго-надвиг — правый сдвиго-надвиг.

В точке наблюдений № 100 изучены разновозрастные разрывные нарушения, развитые в тектонической пластине серпентинитов. Пластина ограничена надвигами восточного падения (угол падения 45–50°), оперяющими Карталинскую разломную зону. Вторичные структурные элементы, образовавшиеся в результате ранних смещений по надвигам, в обнажении не сохранились. Наиболее древние дизъюнктивы представлены мелкими диагональными надвигами юго-восточного падения, группирующимися на диаграмме в статистический максимум аз.пд. 132° ∠ 40° (диаграмма IVa на рис. 2). Надвиги и сопровождающие их вторичные взбросы образуют систему дуплексов, анализ линейности пересечения [Kano et al., 1991] в которых позволил установить наличие у надвиговых сместителей незначительной левосдвиговой компоненты (диаграмма IVб на рис. 2). Направление оси σ_3 в период ранних деформаций, восстановленное с помощью кинематической диаграммы О.И. Гущенко [1979], имеет азимут простирания ЮВ 135–140° — СЗ 315–320°. Вторая генерация разрывных структур объединяет северо-западные (аз.пд. СВ 60° ∠ 80°) левые и северо-восточные (аз.пд. СЗ 340° ∠ 70°) правые сдвиги и взбросо-сдвиги, сформировавшиеся в режиме субширотного стресса. К третьей генерации относятся надвиги северо-западного простирания (аз.пд. 36° ∠ 40°) и субширотные левые сдвиги (аз.пд. 192° ∠ 75°), образовавшиеся в условиях северо-восток — юго-западного

² В.Н. Пучковым в кремнистой пачке на западном краю карьера найден конодонт *Palmatolepis proversa* Zieg. франского возраста. Впрочем, этот факт не вступает в противоречие с основными выводами авторов (Прим. Ред.).

направления сжатия (диаграмма IVa на рис. 2). На надвиговых поверхностях наблюдается субгоризонтальная штриховка, которая наложена на борозды, ориентированные по линии падения – восстания разрывов. Знак сдвиговых смещений достоверно не установлен.

В третьем пункте наблюдений (т.н. № 99) щебеночным карьером вскрыта зона Катенинского разлома (аз.пд. ЮВ $95^\circ \angle 70-75^\circ$). Ее формируют различно ориентированные трещины скола и отрыва, часть из которых вмещает кварц-карбонатные и эпидот-кварцевые прожилки, мелкие разрывы с глиной трения, реже зеркала скольжения. Преобладают разрывные структуры, залегающие субсогласно с общим направлением разломной зоны. Висячем крыле разлома, сложенном андезитами и андези-базальтами предположительно раннесилурийского возраста, установлены три разновозрастные генерации трещин. Трещины ранней генерации выполнены кварц-карбонатными прожилками. На круговой диаграмме полюса прожилков группируются в субмеридиональный пояс с осью, крутопадающей на восток (диаграмма Va на рис. 2). В состав пояса входят трещины как скола, так и отрыва. Последние, хотя и имеют различную ориентировку, тем не менее на диаграмме дают статистический максимум: аз.пд. $74^\circ \angle 68^\circ$. Формирование трещин с карбонатным выполнением происходило в сдвиговом поле палеонапряжений. Ось сжатия была направлена горизонтально по азимуту СЗ 344° . С помощью метода поясов В.Н. Даниловича [1961] по разлому восстановлены ранние левые взбросо-сдвиговые смещения.

Трещины второй генерации, отличающиеся эпидот-кварцевым выполнением, представлены надвигами и взбросами юго-восточного и северо-западного падения, образующими на диаграмме пояс с горизонтальной осью (аз.пр. СВ 18°), а также северо-западными левыми и северо-восточными правыми сдвигами и крутопадающими субширотными трещинами отрыва (диаграмма Vb на рис. 2). С помощью статистического метода П.Н. Николаева [1977] установлено, что для реконструкции поля палеонапряжений могут быть использованы две пары систем трещин: 1) надвиги — аз.пд. СЗ $294^\circ \angle 32^\circ$ и аз.пд. ЮВ $114^\circ \angle 40^\circ$; 2) сдвиги — аз.пд. ЮЗ $230^\circ \angle 75^\circ$ и аз.пд. СЗ $340^\circ \angle 80^\circ$. По первой из них восстановлено надвиговое, а по второй — сдвиговое поле палеонапряжений. Оба поля характеризуются одинаковым направлением оси σ_3 , а оси σ_1 и σ_2 меняются местами. Структурный рисунок, формируемый трещинами второй генерации, представляет собой пирамиду сжатия [Расцветаев, 1987]. Такие пирамиды образуются, когда ось σ_1 близка по абсолютной величине к средней оси σ_2 и попеременно с ней занимает вертикальное положение. По нашим наблюдениям в карьере, взбросо-надвиговые нарушения и сдвиги имеют близкие возрастные соотношения, но в целом

первые формировались раньше вторых. Наиболее удовлетворительно это может быть объяснено трансформацией надвиговых движений по Катенинскому разлому на сдвиговые смещения. Надвиговые движения по разлому реконструируются по поясу взбросо-надвиговых трещин (диаграмма Vb на рис. 2). На сдвиговые смещения с левым знаком указывают сдвиговые трещины и субширотные крутопадающие отрывы, а также восстановленное по ним поле палеонапряжений.

К третьей генерации трещин относятся субмеридиональные правые и близширотные левые сдвиги, концентрирующиеся на диаграмме в два максимума (диаграмма Vb на рис. 2): 1) аз.пд. ЮВ $98^\circ \angle 82^\circ$ и 2) аз.пд. ЮЗ $194^\circ \angle 70^\circ$. По ряду признаков (слиянию, взаимным пересечениям и т.д.) они являются сопряженными. Реконструированное по этим трещинам сдвиговое поле палеонапряжений с северо-восток — юго-западным направлением оси сжатия свидетельствует о поздних правосторонних смещениях по Катенинскому разлому.

Суммарная схема движений по Катенинскому разлому выглядит следующим образом (от ранних к поздним): 1) левые взбросо-сдвиговые смещения; 2) надвиговые, трансформировавшиеся в процессе деформаций в сдвиговые с левым знаком, перемещения; 3) правосторонние смещения.

На восточной окраине деревни Катенино (т.н. № 98) изучены две разновозрастные ассоциации трещин, развитых в нижнесилурийских (?) андезитах. Трещины первой парагенетической ассоциации образуют на диаграмме пояс, проходящий по дуге большого круга почти через ее центр. В состав пояса входят трещины надвигового и взбросового типа северо-западного и юго-восточного падения, а также близгоризонтальные отрывы, вмещающие эпидот-кварцевые прожилки (диаграмма VIa на рис. 2). Надвиги и взбросы образуют многочисленные дуплексы линзовидной в объеме формы с длинными осями, ориентированными в северо-восточном направлении. По указанным трещинам реконструировано надвиговое поле палеонапряжений с пологим северо-западным падением оси σ_3 по азимуту 322° . Вторая ассоциация представлена крутопадающими северо-восточными правыми и северо-западными левыми сдвигами, а также косыми разрывами и субширотными сбросами и трещинами отрыва, выполненными кварцем. Они сформировались в сдвиговом поле палеонапряжений с субширотным направлением оси σ_3 .

На площади Зауральского поднятия структурные наблюдения выполнены в двух пунктах (рис. 1А). Первый пункт расположен на левом берегу реки Карталы-Аят в 7 км западнее деревни Кулевчи (т.н. № 74), второй — в 5 км восточнее этой деревни (т.н. № 33).

В первом пункте на поверхность выходят визе-серпуховские известняки с прослоями аргиллитов,

алевролитов и песчаников. Осадочные породы слагают лежащее крыло Западно-Кулевчинского разлома, проходящего в 100–150 м восточнее рассматриваемого обнажения. В отдельных фрагментах, не перекрытых четвертичными отложениями, разломная зона представлена интенсивно расланцованными, перемятыми и будинированными осадочными отложениями, а также многочисленными зеркалами скольжения и разрывами с глиной трения преобладающего юго-восточного падения (аз.пд. $110\text{--}115^\circ \angle 80\text{--}85^\circ$). Непосредственно в обнажении развит разрыв, субпараллельный основному разлому (рис. 3). Установлено четыре вторичных парагенезиса складок и разрывных нарушений.

К раннему парагенезису относятся цилиндрические и близкие к ним по морфологии складки с веерообразным кливажем осевой поверхности, сохранившиеся в восточной части обнажения. Шарниры отдельных складок и складчатости в целом характеризуются пологим погружением на северо-восток (диаграмма *г* на рис. 3). На крыльях складок развиты мелкие продольные надвиги и взбросы встречного падения, а также стилолитовые швы, тяготеющие к карбонатным прослоям. По разрывам с помощью метода М.В. Гзовского [1975] восстановлено надвиговое поле палеонапряжений с близгоризонтальной осью σ_3 , ориентированной по азимуту $S3\ 300^\circ$ перпендикулярно шарниру складчатости (диаграмма *д* на рис. 3). Формирование надвигового вторичного парагенезиса связано со взбросовыми движениями по Западно-Кулевчинскому разлому.

На ранние пликативные формы наложены конические складки с шарнирами, устойчиво падающими на северо-восток под углами $60\text{--}85^\circ$ (диаграмма *а* на рис. 3), и сопряженные с ними зеркала скольжения северо-восточного, север-северо-западного и близширотного простираний (второй структурный парагенезис). Эти дислокации интенсивно проявлены в западной части обнажения. Здесь картируются складки экзотической столбовообразной формы, в которые закручены цилиндрические складки. На круговой диаграмме коническим складкам соответствует пояс полюсов слоистости, проходящий по дуге малого круга и очерчивающий конус с вершинной осью, направленной по азимуту $SV\ 68^\circ$. Нами по методике О.И. Гущенко [1979] выполнен кинематический анализ векторов смещений по зеркалам второго парагенезиса. На их поверхностях изучались борозды скольжения и структуры типа «зубила». Восстановлено сдвиговое, переходное к взбросо-сдвиговому, поле палеонапряжений с осью сжатия, направленной вкrest среднему положению шарниров конических складок (диаграмма *б* на рис. 3). Реконструированное поле палеонапряжений отражает левые взбросо-сдвиговые смещения по Катенинскому разлому.

Третий и четвертый парагенезисы представлены мелкими зеркалами скольжения, пересекающими

конические складки. Кинематический анализ векторов смещений по зеркалам с использованием методических приемов по разделению разновозрастных полей палеонапряжений В.А. Корчемагина и В.С. Емеца [1982] позволил восстановить два поля напряжений: раннее сдвиго-надвиговое с близширотной ориентировкой оси σ_3 и позднее сдвиговое с северо-восток – юго-западным направлением оси сжатия (диаграмма *в* на рис. 3). По нашим наблюдениям, со сдвиго-надвиговым полем напряжений связано образование зеркал скольжения северо-восточного и северо-западного простираний с право- и левосторонней кинематикой соответственно. В результате поздних сдвиговых деформаций были сформированы новые и реактивированы ранее заложившиеся зеркала скольжения северо-восточного и близширотного направлений. По первым из них установлены движения с правым, а по близширотным зеркалам — с левым знаком. Эти смещения сопровождалось образованием складок волочения разнообразной формы, отличительными особенностями которых являются различная ориентировка шарниров и близкие элементы залегания осевых поверхностей, крутопадающих на северо-восток. На круговой диаграмме шарниры складок концентрируются вдоль одной поверхности — осевой плоскости складчатости (диаграмма *а* на рис. 3). Последняя располагается приблизительно перпендикулярно оси σ_3 сдвигового поля напряжений четвертой генерации. Разрывные и складчатые структуры третьего и четвертого парагенезисов могут служить индикаторами левых и правых взбросо-сдвиговых смещений по Катенинскому разлому.

В точке наблюдения № 33 в аркозовых песчаниках ордовикского возраста установлены три парагенетические ассоциации, представленные (от ранних к поздним): 1) трещинами скола (преимущественно сбросо-сдвигами и сдвиго-сбросами) и отрыва с прожилками дымчатого кварца, сформировавшихся в поле палеонапряжений сбросо-сдвигового типа (диаграмма VIIа на рис. 2); 2) крутопадающими трещинами скола и отрыва с молочно-белым кварцем, образовавшимися в сдвиговом поле палеонапряжений с пологой субширотной ориентировкой оси σ_3 (диаграмма VIIб на рис. 2); 3) «сухими» близмеридиональными правыми и субширотными левыми сдвигами, по которым реконструировано сдвиговое поле палеонапряжений с пологим юго-западным падением оси σ_3 (диаграмма VIIв на рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты структурного анализа и тектонофизических реконструкций позволяют наметить три главные фазы деформаций, произошедших в Восточно-Уральской мегазоне (от ранних к поздним): 1) надвигообразования, 2) сдвигообразования

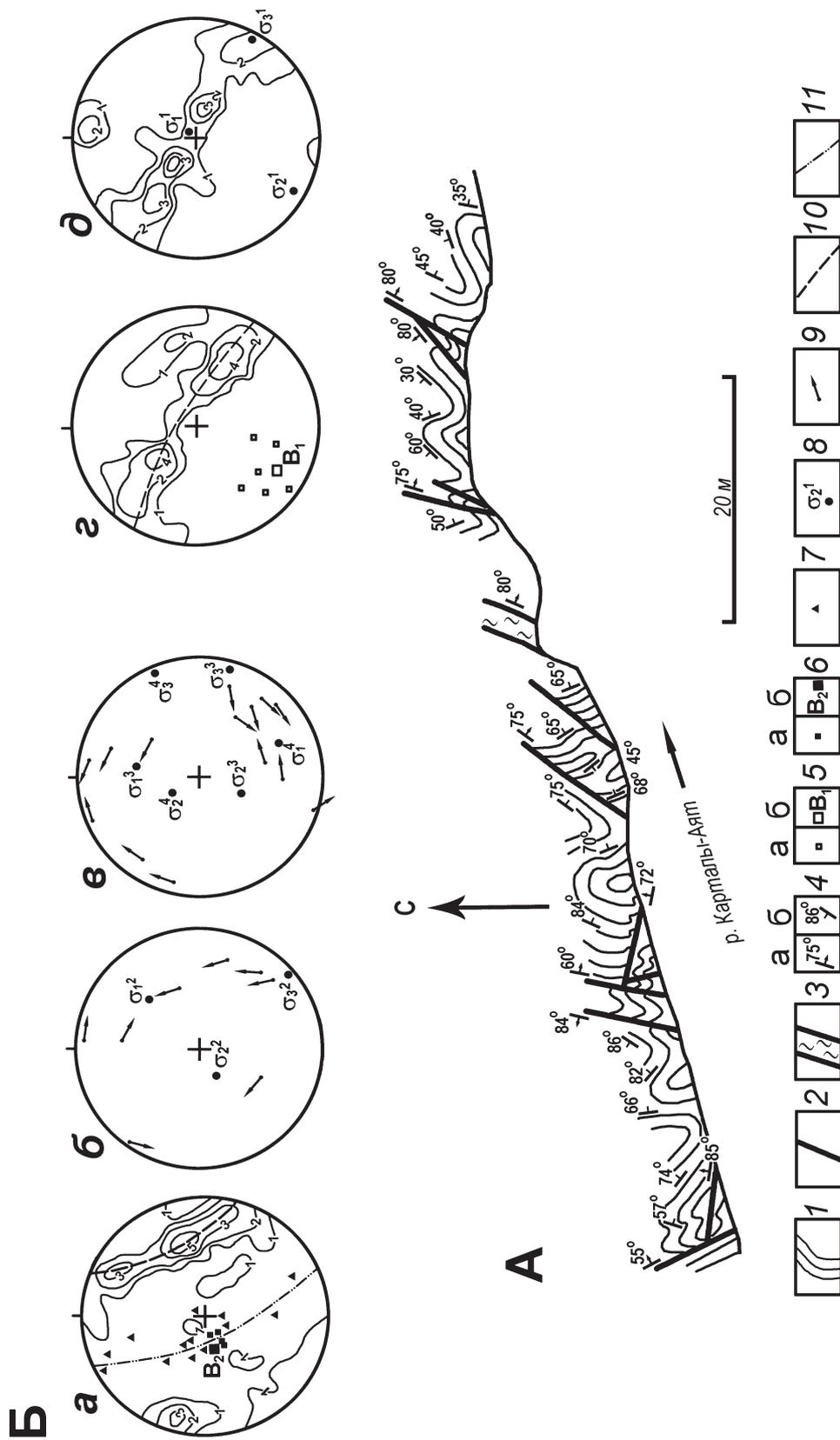


Рис. 3. Схема строения лежачего крыла Западно-Каспийского разлома (А). На врезке Б показаны диаграммы плотностей полюсов слоистости (а, з), трещин (д) и векторов смещения висячих крыльев зеркал скольжения (б, в). Сетка Вульфа, верхняя полушфера: а — 51 замер, з — 44 замера, д — 51 замер

1 — известняки с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников (С₁у-8); 2 — разломы; 3 — зоны расслаивания, смятия и будинирования; 4 — элементы залегания разрывов (а) и слоистости (б); 5 — шарниры складок первого парагенезиса (а) и среднее положение шарниров этих складок (б); 6 — шарниры складок второго парагенезиса (а) и среднее положение шарниров этих складок (б); 7 — шарниры складок четвертого парагенезиса; 8 — оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — средних, σ_3 — минимальных; арабскими цифрами в числителе обозначены генерации полей палеонапряжений); 9 — векторы смещения висячих крыльев зеркал скольжения; 10 — пояс слоистости; 11 — осевая плоскость складок четвертого парагенезиса

в режиме левосторонней транспрессии и 3) сдвигообразования в обстановке правосторонней транспрессии. Мы предполагаем, что в течение первой фазы в условиях северо-запад — юго-восточного (близкого к широтному) сжатия заложилась внутрикоровые Карталинская и Денисовская разломная зоны («толстокожие надвиги») и оперяющие их структуры. Восточно-Уральское поднятие приобрело антиформное строение, возможно, вследствие надвиговых смещений по Карталинскому разлому. В Зауральском поднятии в это время сформировались линейные близмеридиональные складки и сопряженные с ними взбросы, а также аллохтоны ультрабазитов. Следы ранних деформаций установлены в зонах Новониколаевского надвига и Западно-Кулевчинского взброса (первый структурный парагенезис). О возрасте надвиговых деформаций можно судить по следующим фактам. Они затрагивают датированные серпуховские отложения, но не проявлены в раннепермских гранитах Джабыкского массива.

Ассоциации структурных элементов, свойственные режиму левосторонней транспрессии, изучены во всех пунктах исследований. В обнажениях № 33, 98, 99, 100, 115 и 115а (рис. 1А) к ним относятся первый и второй парагенезисы складчатых и разрывных нарушений, в пункте наблюдений № 74 — второе и третье парагенетические семейства пликативных и дизъюнктивных форм, в точке № 90 — складки и разрывы второй генерации. Деформационные процессы отличались значительными вариациями по латерали типов локальных полей тектонических напряжений. На фоне общей левосторонней транспрессии в разных зонах одновременно возникали надвиговые, сдвиго-надвиговые, сдвиговые и сбросо-сдвиговые парагенезисы. Кроме того, поля напряжений и деформаций эволюционировали во времени. Общая тенденция заключается в смене раннего режима северо-запад — юго-восточного (близкого к меридиональному) сжатия поздними структурообразующими обстановками субширотного стресса. Начало второй фазы деформаций ознаменовалось образованием крупных субмеридиональных разломов сдвигового типа, в частности, Катенинского левого взбросо-сдвига. Надвиги и взбросы испытали реактивированные левосторонние движения. В условиях левосторонней транспрессии произошло становление Джабыкского массива, выполняющего ядро антиформы. Условия близмеридионального сжатия в период внедрения плутона установлены в зоне его юго-восточного контакта (т.н. № 115а). Внутри массива (т.н. № 115) сдвиговое поле напряжений с осью σ_3 , ориентированной по азимуту ЮВ 132°, восстановлено по сколовым нарушениям с пегматитовыми жилами. По нашим представлениям, Восточно-Уральское поднятие в это время находилось западнее и приобрело современное положение в процессе продолжавшихся движений

(с надвиговой составляющей) по Карталинской разломной зоне. В конце второй фазы деформаций в режиме субширотного стресса были активизированы разломы меридионального простирания. Смещения по ним носили сдвиго-надвиговый (взбросовый) или взбросо(надвиго)-сдвиговый характер. Верхний возрастной предел деформаций второй стадии достоверно не определен. Вероятно, условия левосторонней транспрессии существовали в Восточно-Уральской мегазоне в пермское время.

Деформации третьей фазы развивались в обстановке правосторонней транспрессии. В режиме северо-восток — юго-западного стресса по ранее сформированным разломам произошли реактивированные движения с правым знаком, вызвавшие образование вторичных надвиговых и сдвиговых парагенезисов. Структурообразующие обстановки правосторонней транспрессии, по-видимому, связаны с концом палеозойского и мезозойским временем.

Как видно из приведенных данных, основной закономерностью структурной эволюции Восточно-Уральской мегазоны является смена надвиговых деформаций сдвиговыми. Модель структурной эволюции мегазоны в главных чертах близка к истории деформаций смежной Магнитогорской мегаинформы [Знаменский и др., 1996; Серавкин и др., 2001]. Результаты наших исследований подтверждают и дополняют схему тектонического развития Урала, предложенную К.П. Плюсниным [1971] и получившую поддержку в исследованиях К.С. Иванова [1998]. Согласно этой схеме, коллизионные деформации проявились в течение двух главных стадий. На ранней стадии образовались шарьяжно-надвиговые структуры, на поздней — региональные и трансрегиональные левые сдвиги. Эта схема дополняется третьей стадией, с правосторонней транспрессией. В заключение хотелось бы отметить работы А.В. Тевелева [2002, 2003], последовательно отстаивающего представления о преимущественно транспрессивном характере коллизионных деформаций в восточных зонах Южного Урала.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке программы № 6—ОНЗ «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература:

- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Коларев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Геологическая карта Урала. Масштаб 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектони-

ческих напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 147 с.

Знаменский С.Е., Даниленко С.А., Косарев А.М. Предварительные результаты тектонофизических исследований в зоне профиля «Урсейс–95» // Ежегодник–95 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1996. С. 116–121.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Карстен Л.А. Амфиболы Na–Ca ряда из зоны дислокационного метаморфизма Зауралья и их тектоническое значение / Ежегодник ИГиГ–1992. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 71–74.

Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.

Корчмагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // ДАН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163–168.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 165–171.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей палеонапряжений // Изв. Вузов. Геол. и разв. 1977. № 12. С. 103–115.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / **Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, М.С. Рапопорт и др.** Миасс: УрО РАН, 1994. 249 с.

Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УТГУ, 1971. 217 с.

Плюснин К.П. Области палеозойской складчатости. Урал // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 5–16.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пчелинцев С.В. Структурные парагенезисы и этапы деформаций Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зоны на широте г. Миасс (Южный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 2. С. 20–25.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1987. Ч. II. С. 173–235.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Bankwitz P. и др. К истории формирования Джабыкского гранитного плутона: изотопные и структурные данные // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 43–44.

Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л. и др. Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.

Сервакин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / МГУ. М. 2003. 48 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.

Bankwitz P., Ivanov K.S. The shear belt of the eastern Urals — evidence for oblique collision of the South Urals // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. Докл. / VI Уральск. петрогр. совещание. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. I. С. 220–221.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. Orogenic Evolution of the Ural Mountains: Results from an Integrated Seismic Experiment // Science. Vol. 274. October, 1996. P. 220–221.

Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved Collisional Crustal Structure of the Southern Urals Revealed by Vibroseis Profiling // Science. Vol. 274. October, 1996. P. 224–226.

Kano K.-J., Nakaji M., Takenchi S. Asymmetrical élange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from Shimanto Belts of the Akaishi Mountains, central Japan // Tectonophysics. 1991. Vol. 185. N 3–4. P. 375–388.