Литосфера, 2007, № 3, с. 95-104

УДК 551.243 (571.661)

АЛЬПИЙСКИЕ НАДВИГИ ЖУРАВЛИНОГО ЛОГА

Б.С. Коган*, В.А Евсеев, З.М. Гикошвили*****

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: bskogan@mail.ru
***ЗАО «Инопром»*
127025, г. Москва, ул. Новый Арбат, 19, оф. 2222
E-mail: vdnvsvqw@mail.ru
****ЗАО «Пласт-Рифей»*
457020, Челябинская обл., г. Пласт
E-mail: zaur1912@mail.ru

Поступила в редакцию 30 мая 2006 г.

Система молодых надвигов выявлена в ходе детальной разведки каолинового сырья на известном месторождении Журавлиный Лог в Челябинской области. Надвиги, сформированные в четвертичное время, рассматриваются как результат активных дислокаций мезо-кайнозойского чехла в зоне региональных сдвигов, что увязывается с общей геодинамикой южного сегмента Восточно-Уральского поднятия и в частности с высокоскоростным характером сдвиговых перемещений пластин кристаллического фундамента, сопряженных с транскуррентным Троицким разломом. Фронтальные сдвиго-надвиги меняющейся вергентности известны практически во всех современных орогенах, образованных в условиях косой коллизии. Однако механизмы продвижения относительно маломощных покровов слабо литифицированных пород мезо-кайнозоя вдоль вектора смещения не вполне тривиальны. Авторами проведен кинематический анализ и предложена модель развития новейших, малоамплитудных надвигов этого типа.

Ключевые слова*: Южный Урал, восточный склон, месторождение каолина, чешуйчатые надвиги.*

ALPINE THRUSTS OF ZHURAVLINY LOG

B.S. Kogan*, V.A. Evseev, Z.M. Gikoshwily*****

**Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS*
***JSC «INOPROM»*
****JSC «Plast-Riphean»*

As it has been shown during a detailed investigation of kaolin raw, there is a system of young thrusts in a Zhuravliny Log deposit at a Chelyiabinsk region. The thrusts, formed during a Quaternary period, are considered as a result of active displacements of Meso-Cenozoic cover's formations within a regional shear zone. This corresponds completely to the general geodynamics of south segment of the Eastern-Urals rising and in particular to the high-speed displacement of crystal basement's blocks connected whith transcurrent Troitzk fracture. The frontal shear-thrusts with varying vergence are known in almost every orogenic zone under conditions of oblique collision. However, an advancement of a thin covers of hrusts development a sub-lithified Meso-Cenozoic rocks along a displacement vector can not be described by trivial way. Authors performed a kinematical analysis and proposed a modern model of low-amplitude.

Key words: *South Urals, eastern slope, kaolin deposit, scaly thrusts*.

Введение

Согласно существующим представлениям, Урал – типичный эпиплатформенный полициклический ороген, возрожденный на месте пенепленизированного подвижного пояса уралид. Основные черты тектоники эпипалеозойских поднятий и соответствующие структурные парагенезы наследуются в современной структуре рассматриваемой части его юго-восточного сегмента. Они представлены системами субпараллельных взбросо- и сбрососдвиговых перемещений, а также подсистемами сопряженных диагональных разрывов [Надаи, 1969].

Однако история постгерцинских, в том числе новейших и современных тектонических процессов на территории Восточного блока Южного Урала, изучена пока недостаточно, хотя свидетельства неотектонических преобразований, связанных с развитием плиоцен-четвертичных поднятий, известны уже несколько десятилетий [Скобелев и др., 2001; Новые…, 2002; Попков, 2002, и др.].

Журавлиноложская площадь находится в зоне воздействия фаз новейшей (N-Q) активизации Троицкого и параллельных разломов [Тевелев Ал. и др., 1998; Тевелев Арк. и др., 1998; Тевелев, Кошелева, 2002, и др.]. Значительную роль здесь играют сопряженные диагональные сдвиги и взбросо-сдвиги, между которыми, согласно с динамикой развития транскуррентного шва, формировались локальные «S- и Z-образные» кулисы растяжения-сжатия и сопряженные, тектонически инертные зоны.

Предполагается, что кинематика сдвиговых перемещений блоков фундамента по субпараллельным разломам управляет развитием сопряженных диагонально ориентированных складок и надвигов в перекрывающих толщах чехла. В этом случае высокоскоростные складчатые деформации горизонтально залегающих и слабо литифицированных осадков приводили к формированию новейших складчато-надвиговых пакетов с секущими пластинами собственно надвигов висячего бока. Структура и кинематика подобных тектонических проявлений на территории восточного сегмента Южного Урала ранее не изучались.

Методика

Положение и морфология надвига выявлены при дешифрировании аэрофотоснимков, подтверждены результатами последовательной увязки разрезов разведочного бурения, а также данными геологического картирования и геофизических съемок на площади ~ 10 км^2 в масштабе 1:5 000 (ВЭЗ и КМПВ в микросейсмической модификации. З.М. Гикошвили).

Данные о характере деформаций получены в ходе геологического картирования и фотодокументации кинематических индикаторов надвига в зонах контакта пластин висячего бока и сместителя, включая подстилающую зону смятия полезной толщи каолинов над кристаллическим основанием автохтона. Проведены замеры ориентировок указанных тектонических компонент в бортах добычного карьера месторождения.

Полученные материалы позволили провести кинематический анализ и предложить эволюционную модель развития фестончатых надвигов.

Основные черты строения надвигов

Месторождение Журавлиный Лог Пластовского каолиноносного района расположено в пределах Кочкарского антиклинория – структуры второго порядка в составе Восточно-Уральского поднятия. Антиклинорий осложнен эшелоном брахиантиклиналей, к ядрам и, отчасти, крыльям которых приурочены разновозрастные массивы гранитоидов, прорывающих образования ультраметаморфических комплексов рифея.

Каолины месторождения Журавлиноложской площади развиты по породам материнской интрузии постколлизионных лейкогранитов поварненского комплекса (P_2-Tpv). Продукты кор выветривания, включая образования полезной толщи месторождения, перекрыты чехлом осадков неоген-четвертичного возраста, представленных пестроцветными глинами светлинской свиты (N_1sv) и бурыми, иногда серыми глинами кустанайской свиты (N_2ks). Маломощные отложения четвертичного периода развиты не повсеместно. Общая мощность неоген-четвертичных образований колеблется от 0 до 40 и более метров. Такие колебания в целом не характерны для Восточно-Уральского поднятия, где обычная мощность, например светлинской свиты, даже западнее, в зоне прогиба, не превышает 15-17 м, и в данном случае связаны с проявлениями складчатости [Тевелев, 1997, и др.].

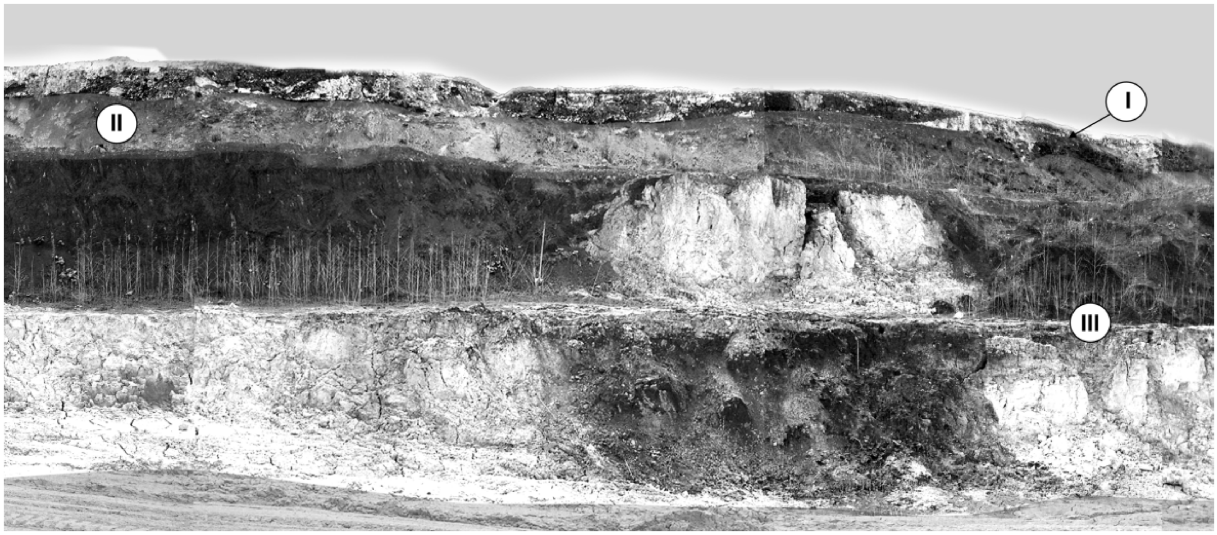

Рис. 1. Фотодокументация южной стенки карьера.

I – Пластина надвига; II – Микститы зоны сместителя; III – Зона складчатости: темное – глины (N_{1-2}); белое – каолины ($P\text{-}T_{1-2}$). Оси килевидных складок ориентированы субпараллельно стенке карьера.

Кинематические индикаторы надвигов

Фестончатая форма форланда малоамплитудных журавлиноложских надвигов дешифрируется на аэрофотоснимках в виде гирлянды пологих холмов и подчеркивается положением ложковых водотоков.

В южной стенке карьера отчетливо наблюдаются: тело покрова, зона сместителя и складчатость подстилающего комплекса, т.е. классически трехчленное строение аллохтона в виде складчато-надвигового пакета (рис. 1), сверху вниз: покровные пластины висячего бока (I); зона сместителя – тектонизированный (микститовый) горизонт (II); зона складчатости (III), захватывающая каолины полезной толщи и, частично, осадки миоцена. Зона складчатости представлена килевыми опрокинутыми синклиналями и антиклиналями с пологими срывами по осевым плоскостям или крыльям.

Там же, на фото рис. 1, в теле покрова над волнистой подошвой сместителя наблюдаются брекчии из угловатых обломков белого каолина в темно-бурых глинах светлинской свиты, что несомненно свидетельствует о высокой скорости тектонического процесса.

На разрезах ВЭЗ границы висячего бока мезопокрова, содержащего в пестрых глинах базального горизонта светлинской свиты N_{1sv} небольшие блоки каолинов мезозойской коры выветривания (иногда это шарниры сорванных антиклиналей), устанавливаются по разнице значений кажущегося сопротивления $\rho_к$ с подстилающими, тектонизированными и более молодыми образованиями. На изученной площади для пород покрова характерны вариации значений $\rho_к$ от 20-30 Ом·м, до 60 и более Ом·м. Его пластины, по крайней мере в южной части территории, залегают на интенсивно тектонизированных отложениях верхов кустанайской свиты (плиоцен) и, как минимум, низов плейстоцена с характерными значениями $\rho_к$ порядка 7-15 Ом·м: динамосланцы зоны сместителя, как правило, обводнены.

Существенное влияние надвигов на структуру запасов подтверждается и результатами разведочного бурения (рис. 2). При их увязке установлено сдваивание разрезов полезной толщи месторождения: чередование пологозалегающих линз и пластин щелочных и нормальных каолинов при исходно двучленной полнопрофильной коре выветривания с нормальной зональностью каолиновой залежи: нормальные каолины – сверху, щелочные – снизу.

В керне скв. 2501, в бурых суглинках, выше которых залегают мезозойские каолины, собраны и определены образцы древесины, представленные родами *Picea* и *Larix*. Их наличие указывает на сезонность климата (отчетливо выражены годичные кольца) с достаточно снежной зимой (много поздней древесины). *Picea* (ель) известна с верхнего мела до сих пор, а *Larix* (лиственница) – только с миоцена до современности. Однако на Урале лишь в конце неогена появилась растительность тайги,

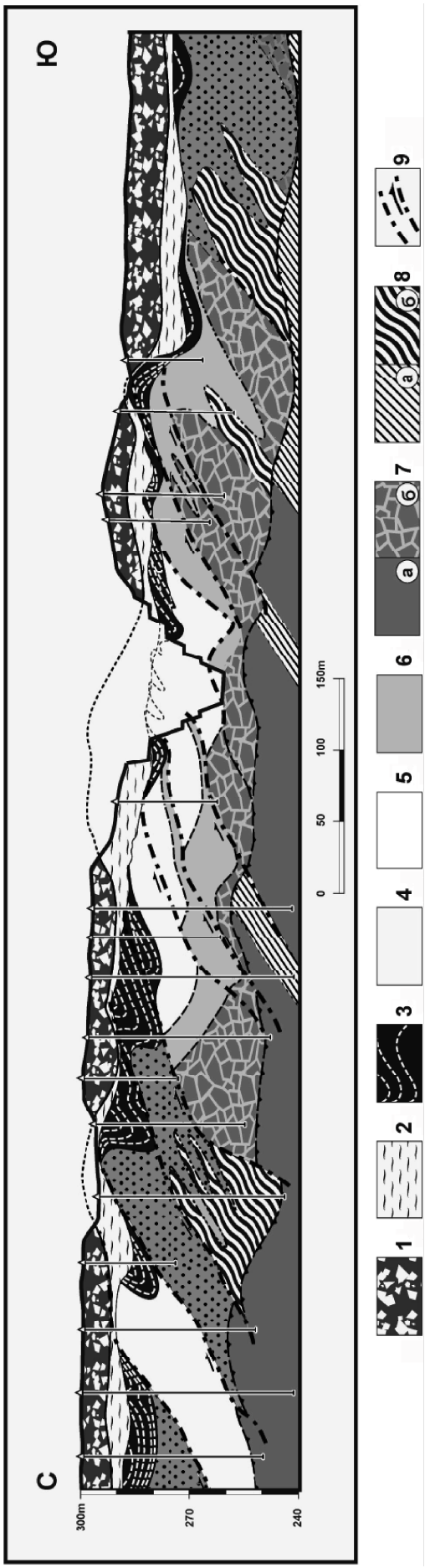

Рис. 2. Геологический разрез месторождения Журавлиный лог.
1 – пластина надвига (покров); 2 – зона смесителя; 3 – (N_{1+2}) бурые глины неогена, нерасчлененные; 4-6 – каолины полезной толщи: 4 – нормальные каолины, 5 – галуазит-каолиновые глины, 6 – щелочные каолины; 7, 8 – породы коренного ложа: а) – выветрелые, б) – дресвяно-глинистая кора выветривания; 7 – по гранитам (P_2-T_{pv}), 8 – по гнейсам (R_1-kk); 9 – пологие взбросы и взбросо-надвиги зоны смятия.

когда север континентов начал покрываться хвойными лесами. Спектры пыльцы и спор (Палинокомплекс палеорастительности субтропических хвойно-широколиственных лесов: пыльца древесно-кустарниковых пород – Taxodiaceae (в том числе, *Taxodium sp., Sciadopytis sp., Cryptomeria sp., Podocarpus sp., Tsuga cf. diversifolia, Abies sp., Picea sp.*, и др.); пыльца трав и кустарников – *Ericales, Rhododendron sp.,* Cyperaceae, Polygonaceae, Fabaceae, а также споры Polypodiaceae, Lycopodiaceae – (д.г.н. Н.С. Болиховская, геогр. факультет МГУ), а также более ранние подобные определения [Тевелев и др., 1997, и др.] указывают на существование теплого и влажного климата на протяжении, по крайней мере, всего неогена в пределах Восточно-Уральского поднятия. Таким образом, имеется флористическое подтверждение аллохтонного статуса относительно древних пород, надвинутых на заведомо молодые образования. Отсюда, учитывая наличие складчатости (рис. 2, 3) в самих неогеновых толщах, возраст вмещающих древесину пород, перекрытых аллохтоном мезозойских каолинов, отвечает, как минимум, верхнему плиоцену, а возраст надвига, соответственно, – четвертичному периоду.

Количество движения вдоль вектора смещения пластин покрова оценивается по измерениям ее линейного перемещения, пропорционального разнице длины распрямленных подпокровных складок к длине блока сжатого складчатого пакета. Разность этих величин составляет от 400 до 600 м, в зависимости от ориентировки относительно вектора перемещения покрова. Анализ пространственных соотношений перемещенных масс (положение границы форланда относительно южной границы тектонически поднятого блока слабо выветрелых пород материнской интрузии каолинов месторождения) дает примерно ту же оценку.

Геологическое строение автохтона

Автохтон представлен выветрелыми гранитами поварненского комплекса (P_2-T_{pv}), которые, судя по кулисообразному размещению массивов щелевидной

Рис. 3. Килевидная взбросо-антиклиналь в восточной стенке карьера.

Белое – каолин, ($P\text{-}T_{1\text{-}2}$) «прорывает» все новейшие отложения, включая маломощные осадки квартера. Синклинали выполнены глинами ($N_{1\text{-}2}$).

формы, внедрялись в условиях формирования присдвиговых, «Z-образных» зон растяжения и представляют собой серию сближенных массивов-апофиз внутри маломощных пакетов интенсивно рассланцованных кристаллических сланцев докембрия.

Вдоль контактов породы унаследовано тектонизированы, что подчеркивается смещением диагональных блоков в коренном фундаменте (рис. 2), а также наличием узких, линейных кор выветривания, распространяющихся, как правило, на значительную глубину вдоль указанных контактов. Пространственное положение плоскостей сместителя молодых взбросо-сдвигов и надвигов в теле полезной толщи и перекрывающих образований, а также амплитуды перемещений вдоль них, определялись кинематикой блоковых подвижек фундамента и амплитудой сдвиговой составляющей движения, что следует из факта отчетливого геометрического сопряжения указанных тектоногенов (рис. 2, 3).

Геологическое строение аллохтона

Основной особенностью аллохтона, как показано выше, является его трехчленное строение (рис. 1). Пластина надвига (I) – висячее крыло аллохтона – надвинута на срезанные шарниры антиклиналей мезозойских каолинов, сорванные ядерные части килевидных синклиналей миоценовых (N_1sv) и плиоценовых (N_2ks) отложений. Местами породы покрова залегают на нижней части разреза квартера. Подошва надвига волнистая, мощность покрова варьирует от 0 до 20 и более метров, возрастает на выпуклых участках рельефа и падает в зонах эрозионных врезов.

Тело покрова состоит в нижней части из брекчий каолинов (Mz) в глинисто-гравийном матриксе базального горизонта светлинской свиты (N_1sv) и иногда блоков сорванных шарниров килевидных каолиновых антиклиналей. Таким образом, мезозойские (исходно пермские) и нижне-миоценовые породы надвинуты на все элементы разреза, включая плиоцен-четвертичные отложения.

В некомпетентных породах верхней зоны покрова складчатых деформаций не наблюдается, а парадокс базальных брекчий с угловатыми обломками обычно пластичного каолина в глинисто-гравийном матриксе, очевидно, объясняется мощностью и высокими скоростями тектонического эпизода. В каолинах и бурых глинах наблюдаемые хрупкие брекчии могли образоваться лишь при скоростях деформации, близких к скорости звука, что очевидно связано с сейсмическим характером инициирующего энергичного сдвигового перемещения сопряженных пластин вдоль активизированных разломов [Надаи, 1969; Новые…, 2002]. Известно, что зона Троицкого и параллельных разломов сейсмоактивны и в настоящее время.

Таким образом, субгоризонтальный срыв и срезание относительно упругой (псевдоупругой) пластиной надвига сминаемых в складки подпокровных пород с низкой вязкостью явились результатом высокоскоростных сейсмодислокаций. Определяющим здесь, по-видимому, следует признать факт существования не-

которой критической глубины, начиная с которой породы с близкими физико-механическими и реологическими свойствами отличались механизмом деформации в зависимости от значений и ориентировки локальных градиентов поля напряжений, величины распределенного давления нагрузки и скоростей компенсирующего продвижения масс. Физически очевидно, что хрупкое разрушение пород базальной части покрова связано с недостаточно высокой скоростью пластичного течения, механизм которого в этой части разреза не соответствовал необходимой скорости перемещения масс приповерхностной зоны, т.е. в силу реологических причин оказался несогласованным с высокими скоростями сейсмических дислокаций.

Нижняя часть пакета (зона пластических деформаций – III) представлена складчатой зоной смятия мощностью от первых до 80 и более метров, сформированной на относительно жестком основании с мезоблоковой структурой. Оси складок в целом параллельны общему простиранию форланда ЮЗ-СВ с небольшими перегибами в плане, согласными с фестончатой геометрией его границ (рис. 4). Таким образом, подпокровные складки характеризуются вергентностью, соответствующей направлению движения аллохтонных масс. В полезной толще месторождения при этом происходило тектоническое увеличение мощности разреза с удвоением циклов нормальных и подстилающих щелочных каолинов по серии пологих внутренних взбросо-надвигов с укороченной амплитудой, что видно на разрезе рис. 3.

Взбросы и малоамплитудные взбросо-надвиги нижней части пакета представлены системой пологих поверхностей скалывания, параллельных осевым поверхностям складок, которые, выполаживаясь кверху, «гаснут» в подошве тектонически пластифицированной подпокровной «зоны сместителя» мощностью от первых до полутора десятков метров (зона катакластического течения или микстита – II).

Катакласты зоны II перманентно, по системам взбросов выводились наверх, где в эрозионных окнах обнажены на современной поверхности. В некоторых случаях здесь в виде плановых фестонов картируются узкие, срезанные покровом I шарниры антиклиналей, выполненные каолинами полезной толщи мезозоя и разделенные сопряженными глубокими (до 20-40 м) синклиналями из деформированных образований светлинской свиты (рис. 3, 4).

Оси складок перпендикулярны векторам перемещения пластин надвига, ориентация которых определялась региональным вектором тангенциального сжатия СЗ-ЮВ. Складчатость в «подпокровных» каолиновых массах мезозоя и (локально) в образованиях базального горизонта светлинской свиты, как и всюду, является результатом движения с доминирующей горизонтальной компонентой.

Обсуждение результатов и кинематический анализ

Модель, положенная в основу кинематического анализа, включает:

1. Анализ природы деформирующих сил и особенностей кинематики внешнего возмущающего фактора;

2. Определение управляющих факторов развития надвига, включая обсуждение различия механизмов формирования парагенезисов триады складчато-надвигового пакета: «покров→пластифицированный слой сместителя →складчатый комплекс».

3. При этом всегда актуальной остается физическая проблема минимизации сил трения при перемещении покровов.

Внешний возмущающий фактор

Имеющийся геологический материал позволяет рассматривать образование складчато-надвигового комплекса как следствие аккомодационной реакции чехла на развитие сейсмодислокаций в условиях гетерогенного, простого сдвига в блочно сегментированном кристаллическом фундаменте. Этой модели соответствует как морфология и ориентировка эшелонированных складок в коре выветривания и неоген-четвертичных осадочных комплексах, так и амплитуды и характер продвижения сопряженных пластин висячего бока покровов.

Отметим, что сходный режим преимущественно восходящих тектонических движений среднемиоцен-четвертичного времени, на фоне которых сформированы известные складчато-надвиговые пояса, характерен, например, для Центрально-Мангышлакско-Устюртской зоны поднятий Предкавказья и многих других. В качестве инициирующего воздействия внешних сил естественно рассматривать сейсмогенные сдвиговые и взбросо-сдвиговые перемещения блоков к западу от Троицкого разлома.

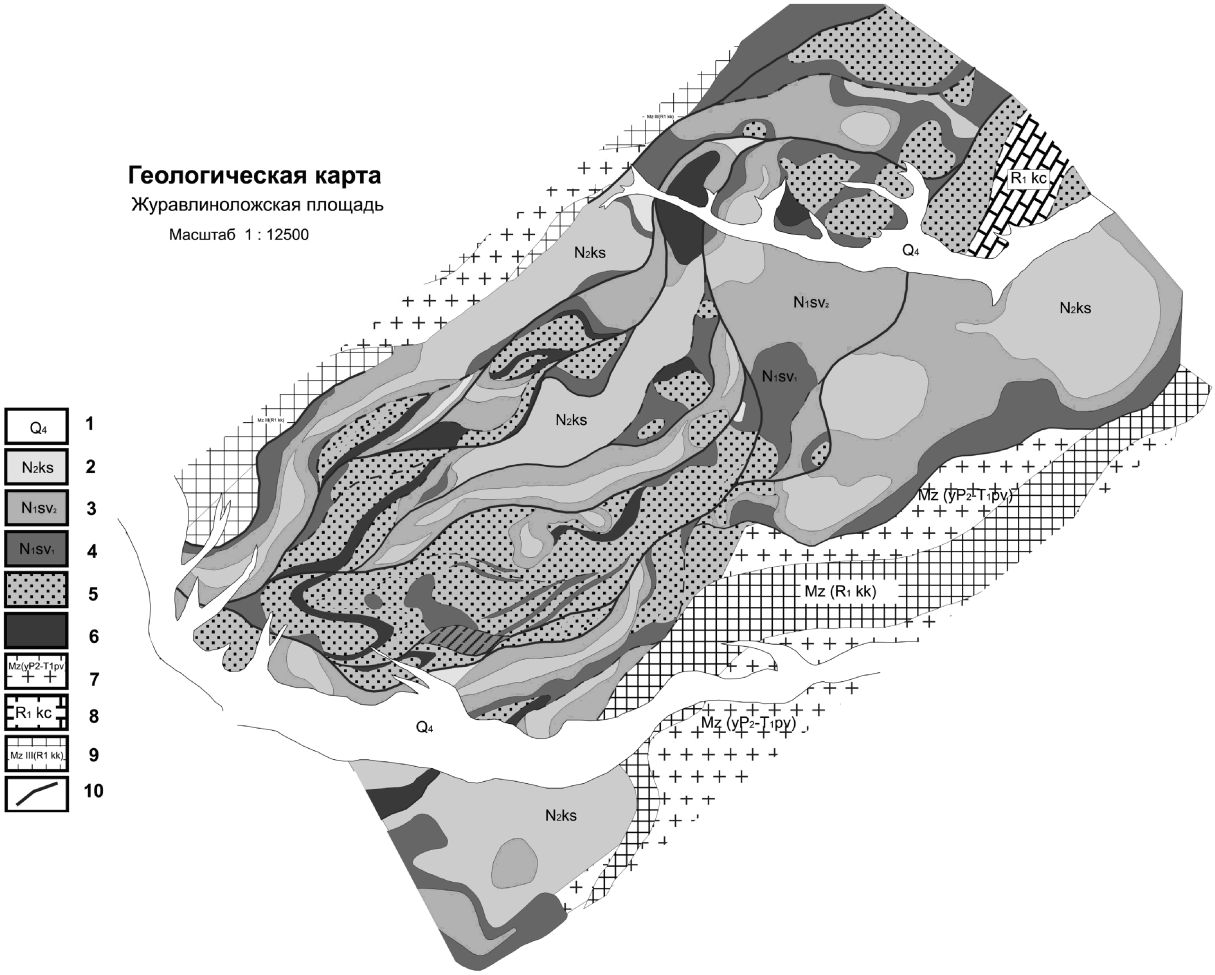

Рис. 4. Геологическая карта Журавлиноложской площади, горизонт 10 м от современной поверхности.

1 – проекция контура современного аллювия на поверхность 10 м; 2-4 – (N_{1+2}) – глины кустанайской свиты (2), светлинской свиты (3, 4); 5 – каолин; 6 – каолин-галлуазитовые глины по гнейсам и кристаллическим сланцам; 7 – граниты поварненского комплекса (P_2-T_{pv}); 8 – мраморы кучинской свиты (R_{1ks}); 9 – выветрелые кристаллические сланцы кукушкинской толщи – Mz(R_{1kk}), 10 – надвиги.

Феноменологически структурная ассоциация складчато-надвигового пакета является следствием упруго-вязких деформаций в условиях сжатия. Его кинематическая (эволюционная) модель базируется на анализе откартированной структурной ассоциации продуктов поля деформаций, заданного вектором перемещения блоков фундамента и предполагает качественную реконструкцию условий последовательного изменения механизмов деформации чехла в ходе тектогенеза как функции пространственных координат.

Очевидно, формирование журавлиноложских надвигов связано с эволюцией структуры поля напряжений в приповерхностной зоне. Как известно, рыхлые, нелитифицированные образования чехла не подчиняются закону Гука. Это означает, что структура неоднородного поля напряжений, формирующаяся в кристаллическом фундаменте, не распространялась на дисперсно-пористые образования чехла. Его напряженное состояние возникало лишь как реакция на начало взбросо-сдвиговых перемещений кристаллических блоков. Эволюция поля в данном случае рассматривается как функция кинематики возмущающего фактора – преимущественно СВ сдвиговых подвижек мезоблоков кристаллического фундамента, и зависимого перераспределения ориентации σ_x и значений σ_z (давление нагрузки) в пространственных координатах чехла при выходе эпюр основных напряжений поля на поверхность в условиях косого сжатия чехла по отношению к вектору перемещения. Вдоль эпюр сжатия

разгрузка тангенциальных тектонических напряжений происходила посредством формирования складчато-надвиговых сейсмодислокаций чехла [Тевелев Ал. и др., 1997, 1998].

Иными словами, формирование надвига происходило в условиях сжатия подповерхностной зоны чехла, инициированного ударно-волновым воздействием синкинематического сдвига, и явилось следствием аккомодационной переориентации складчато-надвиговых деформаций в зоне выполаживания эпюр динамического поля напряжений.

Управляющие факторы кинематики надвига

Управляющим фактором кинематики надвига следует считать эволюцию физико-механических и реологических свойств пород верхней части разреза. Естественно, эволюция этих свойств, кроме микроструктуры и минерального состава литофаций, определяется скоростными характеристиками деформирования и геометрией активных зон в конфигурационном пространстве формирующегося складчато-надвигового пакета.

Проблема трения при перемещении пластин висячего бока надвига и горизонтальных подвижек в базальной части складчатого пакета частично может сниматься наличием достаточно отчетливой пространственной корреляции развитых на площади водоносных горизонтов с зонами сместителей. В разрезе полезной толщи и перекрывающих отложений выделяется два слабоводоносных горизонта. Миоцен-плиоценовые глины базального горизонта (N_{1-2}) играют роль верхнего водоупора для приповерхностных вод. Водоносный нижний горизонт развит в подошве мезозойской коры выветривания (eMz). Водовмещающие горизонты приурочены главным образом к низам соответствующих разрезов. Питание подземных вод атмосферно-инфильтрационное. Здесь важно, что в течение четвертичного периода гидрогеологические характеристики площади, по-видимому, существенно не менялись. Корреляция может оказаться и формальной, но следующие соображения позволяют рассматривать ее в качестве вполне активного фактора.

Специфичность реологических свойств подстилающих надвиг увлажненных каолинов и осадков неогена (на двух водоносных уровнях) позволяет предполагать возможность существенного снижения сопротивления скольжению на малых глубинах за счет пониженного коэффициента трения, значения которого в основном зависят от динамики движения масс в конкретных зонах.

Как известно, например, [Тевелев, 2002], поровое давление жидкости в рыхлых слоистых толщах сравнимо с полным, нормально распределенным давлением S_z веса вышележащих толщ неогена и верхних зон коры выветривания. Давление S_z складывается из части нормального напряжения нагрузки σ_z, передаваемой скелетом дисперсной среды слабо литифицированных пород и давления p поровой жидкости:

$$S_z = \sigma_z + p$$

Поведение возникающих мезодефектов в подошве (нарушений сплошности деформацией скалывания) при продвижении надвига задается внешним силовым полем в конфигурационном пространстве зоны сместителя. Здесь же должна происходить трансформация поля напряжений таким образом, что оси максимумов нормальных напряжений σ_3 и σ_1 переориентируются в субгоризонтальную плоскость τ_1 и τ_2 в силу приповерхностной анизотропии поля в зоне маломощного чехла. В этом случае плоскость надвига наследует эпюры распределения регулярных минимумов сопротивления сдвигу.

Предельное значение касательного напряжения $\tau_{крит.}$, продвигающего пластину висячего бока, зависимое, в том числе и от величины давления нагрузки σ_z, передаваемой твердым скелетом, определяется согласно закону трения:

$$\tau_{крит.} = \mu\sigma_z = \mu(S_z - p),$$

где μ – значение коэффициента трения. Отсюда следует, что при относительно высоких значениях коэффициента сухого трения скольжения, касательное напряжение $\tau_{крит.}$ существенно снижается при увеличении давления поровой жидкости в относительно увлажненных породах. В данном случае главные нормальные напряжения деформации σ_x связаны с горизонтальным сжатием и явно превосходят величину S_z, по крайней мере на критических глубинах порядка 20 и более метров, где поровое давление в условиях тангенциального сжатия заведомо достигало значений S_z. (В нефтяных скважинах даже на значительных глубинах и без тангенциального сжатия давление поровой жидкости имеет порядок $p \sim 0{,}9\ S_z$).

Кинематическая модель развития фестончатых надвигов

Развитие надвига можно представить в терминах физической мезомеханики, согласно принципам которой пластическая деформация подошвы надвига при смятии подстилающих толщ самосогласованно развивается как последовательная эволюция потери сдвиговой устойчивости на мезо- и макромасштабных уровнях. Известно, что в зависимости от особенностей реализации механических напряжений при дефрагментации пород разреза в условиях тектонического сжатия преимущественно развиваются деструктивные зоны сланцеватости-скалывания. Развитие сланцеватости, результатом которой является пластическое перемещение масс, происходит последовательно: от образования отдельных сколов до их концентрации в относительно узких зонах и, в конечном итоге, до формирования поверхностей, концентрирующих все движение.

Процесс формирования фрагмента начинается с развития выраженного скольжения (течения) по поверхностям сколов. Стесненное движение материала вызывает интенсивный поток этих мезодефектов вдоль границ зон скольжения, в результате чего формируется синскладчатая сланцеватость как аккомодационный поток мезодефектов, определяющий дифференциальное движение масс вдоль векторов смещения.

В зоне формирующегося сместителя носителями пластического течения на макроуровне также являлись структуры зон скалывания, развивающиеся в конфигурационном подпространстве системы «складко-взбросы → надвиг». Их выполаживание на шарнирах складок и слияние должны были приводить к интенсивной фрагментации материала верхней части сминаемого лежачего бока с образованием по шарнирам локальных взбросо-надвигов волнистой поверхности сместителя типа «стиральная доска» с пластичным слоем микстита в основании. Переход к хрупкому разрушению в базальной части пластины надвига в этом случае связан с заменой механизма относительно медленных пластичных деформаций (снижение пластичности) развитием высокоскоростных, хрупких деформаций взрывного типа в зоне падения значений распределенного давления нагрузки как следствие резко недостаточной подвижности пластифицирующих дефектов.

Образование сместителя, таким образом, явилось завершающей стадией ускоренной фрагментации деформируемых пород в процессе перехода с мезоуровня (ансамбли разномасштабных сколов на перегибах шарниров антиклиналей) на макромасштабный уровень с плоскостной переориентацией вектора перемещения в приповерхностной зоне. Это приводило к слиянию ансамблей субгоризонтальных мезодефектов и глобальной потере сдвиговой устойчивости деформируемого материала под продвигающейся пластиной надвига в зоне ориентационного перехода.

Хрупко-упругий поверхностный слой (пластина надвига), механически слабо связанный со складчато-деформируемой подложкой, скользил по ее поверхности, перемещаясь на значительные расстояния относительно складчатого пакета, испытывая при этом хрупкие разрушения, ведущие к возникновению брекчий и срывам фрагментов типа шарниров выступающих антиклиналей. Вполне вероятно, что этому типу движения способствовали режимы короткопериодных колебаний, обычно имеющих место в сейсмических процессах [Тевелев и др., 2002]. Еще раз подчеркнем, что напряжение сжатия в большей степени локализовано в подложке, в то время как поверхностный слой оставался сравнительно слабо напряженным, испытывая разрушения в основном из-за неоднородности деформаций (складчатость) и больших скоростей перемещения поддвига сминаемой подложки относительно скользящего поверхностного слоя пластины надвига.

Достаточно наглядной моделью может служить сминаемая, не очень толстая, с относительно упругой обложкой книга. Если такую книжку сжимать достаточно медленно, с некоторой скоростью v_1, можно получить модель (compressed book) нескольких, скажем, двух, трех, гармонических складок. Если сжать с небольшим сдвигом и с достаточной экспрессией ($v_2 \gg v_1$), обязательно верхняя обложка с некоторым количеством прилегающих, слабо смятых страниц сорвутся с упора, горизонтально перекрывая смятый блок.

Наличие сейсмодислокаций свидетельствует о том, что землетрясения высокой бальности в районе заведомо имели место в течение четвертичного периода, что подтверждается и сейсмологическими наблюдениями. В настоящее время в различных регионах мира также известны землетрясения, связанные с пере-

мещениями блоков под формирующимися складками чехла с образованием малоамплитудных сводов или складчато-надвиговых пакетов. Одна из самых быстрорастущих складок подобного типа в мире находится в Калифорнии вблизи Вентуры. К аналогичному типу, вероятно, можно было бы отнести и Ашхабадское землетрясение 1948 года в предгорьях Копет-Дага. В формирующихся при этом складках под продвигающимися покровами действуют сжимающие силы, вызванные разгрузкой напряжений в ходе резкой, диагональной подвижки блоков основания. В нашем случае складчатые приповерхностные деформации чехла разрешались срывом пластин и продвижением чешуй фестончатых покровов.

Выводы

Фронтальные сдвиги и сдвиго-надвиги меняющейся вергентности известны практически во всех современных орогенах, где связаны с зонами сжатия транскуррентных шовных структур. Их сдвиговые составляющие активны по отношению к вторичным структурам деформируемого чехла.

Как правило, сдвиги и сдвиго-надвиги этого типа связаны с тектоническими системами блоковой сегментации, которые характеризуются масштабно-фрактальной иерархией повторяющихся структур родственного генезиса. В этом смысле в пределах Восточно-Уральского плато есть основания предполагать наличие складчато-надвиговых комплексов с единым стилем деформаций и в более крупных масштабах, поскольку Журавлиноложское семейство фестончатых надвигов вряд ли можно рассматривать в качестве единственного, локального проявления. Кроме того, фестончатые надвиги типа Журавлиноложских достаточно часто маскируют границы транспрессивных блоков.

Особенностью Восточно-Уральского плато является наличие системы коротких впадин, содержащих реликты мезозойского пенеплена, к которым относится и Чуксинская депрессия, включающая месторождение каолина-сырца Журавлиного лога. В связи с выявленными деформациями складчато-надвиговых пакетов в пределах месторождения назрела необходимость пересмотра концептуальной структурно-геологической модели полезной толщи, что привело к разработке более аргументированной модели блоков при переоценке запасов.

Список литературы

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т.2. М.: Мир, 1969. С. 752-757.

Новые геотехнологии и комплексные геофизические методы изучения внутренней структуры и динамики геосфер. Вибрационные технологии / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Изд. Регион. общ. организ. по пробл. прикладной геофизики, 2002. 470 с.

Попков В.Н. Новейшая геодинамика Арало-Каспийского региона // Мат-лы VI регион. научно-техн. конф. «Вузовская наука – Северо-Кавказскому региону». Ставрополь: СевКавГТУ, 2002. С. 74-76.

Скобелев С.Ф., Бачманов Д.М., Стукалова И.Е. Постколлизионный орогенез Урала // Посткол-лизионная эволюция подвижных поясов. Тез. докл. междун. конф. «VII чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 180-181.

Тевелев Ал.В. Широтные транспрессивные зоны Южного Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Мат-лы XXXV Тектон. совещ. Т. II. М.: Геос, 2002. С. 227-231.

Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А. и др. Тектоника южной части Восточного Урала (новые данные и проблемы) // Геодинамика и региональная тектоника. Тр. Тектон. совещ. М.: Геос, 1998. С. 220-222.

Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А.и др. Тектоническая зональность южной части Восточного Урала // Ежегодная науч. конф. «Ломоносовские чтения». М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 30-31.

Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А. и др. Тектоническая зональность восточного склона Южного Урала // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. К 90-летию проф. А.А. Богданова. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 84-94.

Тевелев Ал.В., Кошелева И. А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лабор. складчатых поясов. М., Изд-во МГУ, 2002. 124 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И. А., Буртейн Е.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Варна) // Отчет по геолого-съемочным исследованиям, проведенным Парижской ГСП в 1994-1999 гг. М.: Изд-во МГУ. 2002. 586 с.

Тевелев Арк.В., Тевелев Ал.В., Охапкина Е.Ю. Новейшее развитие восточной части Южного Урала // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, 1998. С. 175-177.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.В. Тевелев