

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243 +551.372

СТРУКТУРЫ ЧЕХЛА И ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА КОЧКОРСКОЙ ВПАДИНЫ
(Тянь-Шань) ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.С. Пржиялговский¹, Е.В. Лаврушина¹, В.Ю. Баталев²,
Е.А. Баталева², М.Г. Леонов¹, А.К. Рыбин²

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

² Научная станция РАН в г. Бишкеке, 720049, Бишкек, Киргизия

Структурно-геологические исследования в Кочкорской впадине проводились на базе детального картирования ее южного борта, изучения строения кайнозойского осадочного чехла, структурных несогласий, контактов фундамент/чехол и проявления новейших деформаций (систем трещиноватости, микроструктур) в породах фундамента. Работы дополнялись геофизическими исследованиями методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). На разрезах, построенных по геолого-геофизическим данным, продемонстрированы деформации ложа впадины, имеющие преимущественно складчатый характер, и сложный парагенез разрывных и складчатых структур в вышележащем осадочном чехле. Последние включают складки осадочных толщ, конформные поверхности пенепленизированного фундамента, разломы, проникающие в чехол из фундамента, а также пологие межпластовые detachments и связанные с ними складчато-надвиговые структуры. Установлено, что образование приповерхностных надвиговых структур в осадочном чехле обусловлено, в частности, катакластическим течением и перераспределением объемов дезинтегрированного гранитного фундамента. При подобном механизме деформаций суммарные амплитуды надвиговых смещений в центральных частях впадины превышают величину поперечного сближения ее бортов.

Пластические деформации, поверхность фундамента, detachments, магнитотеллурическое зондирование, Кочкорская впадина, Тянь-Шань.

STRUCTURE OF THE BASEMENT SURFACE AND SEDIMENTS
IN THE KOCHKOR BASIN (Tien Shan): GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL EVIDENCE

E.S. Przhiyalgovskii, E.V. Lavrushina, V.Yu. Batalev, E.A. Bataleva,
M.G. Leonov, and A.K. Rybin

The basement surface and sediments of the Kochkor basin have been studied by structural geological and geophysical methods. The work included high-resolution mapping of the southern basin margin, with a focus on Cenozoic basin stratigraphy, structural unconformities, basement/sediment contacts, and latest deformation (folds, fractures, and faults). Magnetotelluric (MT) soundings provided insights into basin and basement structure, especially important in the poorly exposed eastern flank of the basin margin. The sections across the southern margin of the basin based on geological and geophysical data reveal deformation in both the basement and the sediments. Deformation in sediments shows up as folding, conformal peneplain surfaces, large faults, low-angle detachment faults, and related thrust-fold belts. Thrusting in sediments is inferred to result from cataclastic flow and mass redistribution in disintegrated basement granites. With this mechanism, the total amount of thrusting in the central part of the basin can exceed the convergence of the basin sides.

Ductile deformation, basement surface, detachment fault, magnetotelluric soundings, Kochkor basin, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойская активизация палеозойской складчатой области Тянь-Шаня связывается с коллизией Индийской и Евразийской плит. В Северном и Центральном Тянь-Шане система субширотных прогибов и разделяющих их поднятий начала формироваться синхронно с накоплением красноцветных осадков киргизской серии, возраст которой определяется сейчас как олигоцен—ранний миоцен [Геология..., 1972; Бачманов и др., 2008]. В течение всего неогена поверхность фундамента, соответствующая допалеоценовой поверхности выравнивания, продолжала изгибаться одновременно с накоплением мощных осадочных толщ, постепенно образовав систему межгорных впадин и хребтов-антиклинорий, названную Э. Арганом «мегаскладками основания» [Арган, 1935]. Расположение и форма впадин предполагает их заложение в обстановке широтных сдвиговых смещений как пул-апартовых структур [Cobbold et al., 1994; Морозов и др., 2014]. На поздних этапах тектонической эволюции конформная и достаточно простая структура поверхности фундамента и чехла была осложнена разломами взбросово-надвиговой кинематики, а в отдельных линейных зонах возникли сложные парагенезы складчатых, разломных и протрузивных структур. Эти линейные зоны концентрации деформаций на границах внутригорных впадин и антиклинорий выступов палеозойского фундамента [Леонов, 2012; Леонов и др., 2016а,б] являются ключевыми объектами для изучения тектоники позднеальпийского этапа. Одна из таких зон протягивается вдоль южного борта Кочкорской впадины.

С семидесятых годов прошлого века дискуссионным остается вопрос о механизмах формирования структур осадочного чехла Кочкорской впадины, стиле деформаций ее ложа, в частности, о преобладании блоковых или складчатых деформаций поверхности фундамента, о крутизне разломных зон и соотношении вертикальных и горизонтальных перемещений коровых блоков. Складки и разрывы в осадочном чехле в большинстве моделей рассматриваются как результат сокращения поперечных размеров впадины, что реализуется по разным деформационным механизмам путем: а) хрупко-блочного торошения ложа по многочисленным разломам разной крутизны [Чедия, 1986]; б) сочетания пластичных конформных деформаций поверхности фундамента и вышележащего чехла со смещениями по сквозным разломам (в основном — взбросам и надвигам) [Шульц, 1948; Тарасов, 1970; Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990]; в) преобразования хрупких взбросовых смещений крутого борта впадины в пологие послонные детачменты в осадочном чехле с образованием складок, обусловленных этими надвигами [Thompson et al., 2002; Bullen et al., 2003; Абдрахматов и др., 2007; и др.].

Сторонниками последней модели постулируется хрупкое дробление палеозойского фундамента по надвигам и сдвигам в едином для всего Тянь-Шаня поле напряжений с меридиональным положением оси максимального сжатия, которое генерируется в плотных слоях литосферы (в частности, в верхней коре) при сближении Индийской и Евразийской плит. Подобной упрощенной схеме противоречат геофизические данные о латеральной неоднородности коры Тянь-Шаня [Юдахин, 1983; Рыбин, 2011; Рыбин и др., 2016] и многочисленные свидетельства разнообразных по масштабу складчатых деформаций поверхности допалеозойского пенеплена [Миколайчук и др., 2003; Леонов и др., 2016а,б; и др.], предполагающие достаточную пластичность палеозойского фундамента, по крайней мере, его отдельных объемов. Таким образом, несмотря на длительное геолого-геофизическое изучение района, недостаточная детальность структурных исследований не позволяет решить ряд ключевых вопросов строения эволюции этой тектонической зоны.

Целью комплексных геолого-геофизических исследований в южном борту Кочкорской впадины было детально описать, продемонстрировать на карте и на ключевых разрезах парагенез структур Южно-кочкорской зоны деформаций, сформировавшихся в кайнозойском чехле и палеозойском фундаменте, проанализировать характер связи приповерхностных структур с деформациями пород фундамента, определить фазы и возможные механизмы деформаций, амплитуды и направления тектонических смещений.

Структура палеоген-неогеновых отложений, перекрытых современными рыхлыми осадками, а также под надвигами палеозойского фундамента в крутых бортах Кочкорской впадины изучалась на основании геоэлектрических профильных работ, продолжающих исследования 1999 г. [Park et al., 2003]. Интерпретация данных предшествующих исследований позволяла предположить значительное по амплитуде (3.0—3.5 км) надвигание палеозойского основания на осадочный чехол при мощности кайнозойских отложений, погребенных под надвигом в 1—2 км [Park et al., 2003]. Этот принципиальный вопрос также требовал проверки с привлечением современных методик и программного обеспечения.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВПАДИНЫ

Кочкорская впадина располагается в Северном Тянь-Шане к западу от Иссык-Кульской и представляет собой прогиб (50×30 км), вытянутый в широтном направлении и заполненный осадочными отложениями палеогена—неогена (рис. 1). В рельефе она образует обширную межгорную котловину на высоте около 2000 м над уровнем моря, имеющую ромбовидную форму. Северным ограничением де-

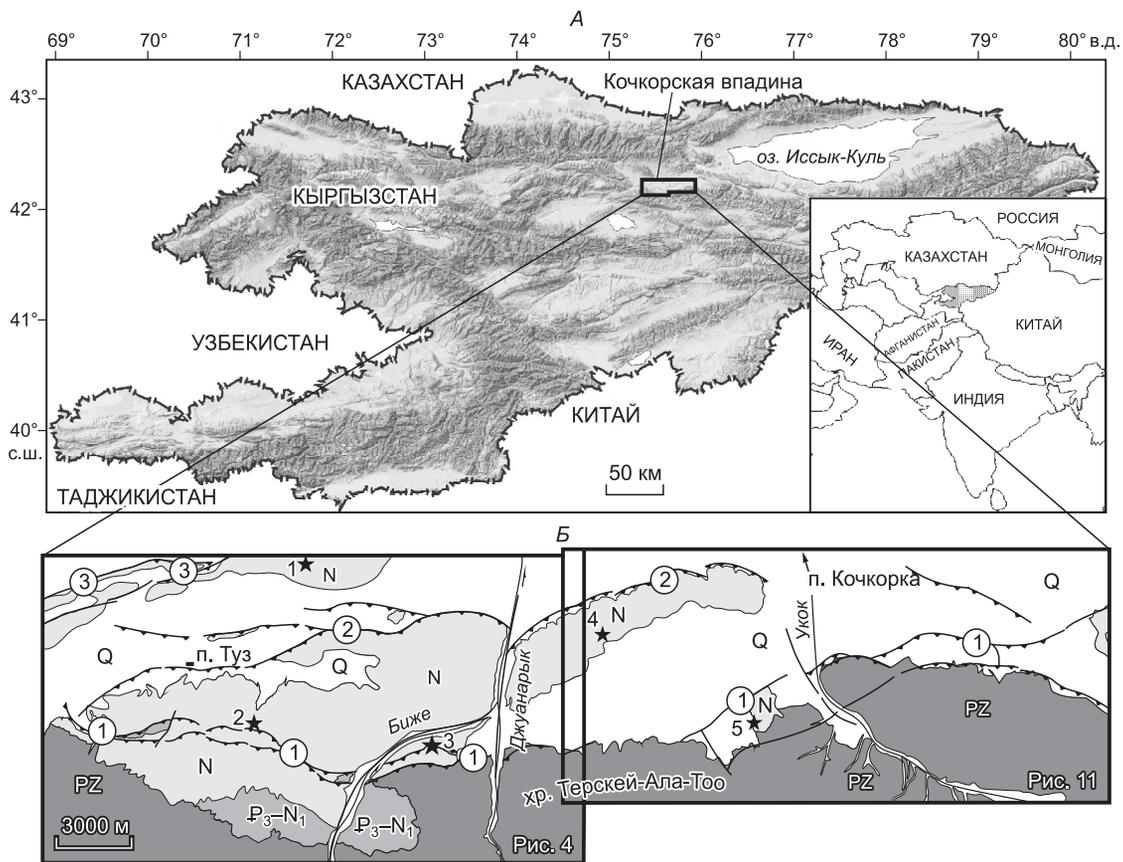


Рис. 1. Положение Кочкорской впадины и участка работ (А). Геологическая схема южного борта впадины (Б).

Жирными линиями показаны главные разломы (штрихами помечены взбросы и надвиги), номера в кружках — разломы: 1 — Южно-Кочкорский, 2 — Акчопский, 3 — Айгырджалский. Звездочки с номерами показано положение литологических разрезов, представленных на рис. 3 Прямоугольные контуры соответствуют границам детальных карт (рис. 4 и 11).

прессии является Киргизский хребет, на склоне которого местами сохранилась поверхность пенеплена [Шульц, 1948; Чедия, 1986], полого погружающаяся на юг под кайнозойские отложения. По геофизическим данным, наибольший прогиб палеозойского основания смещен к южному крутому борту впадины, где ложе опущено, по разным данным, на глубину 2—3 км от поверхности [Макаров, 1977; Юдахин, 1983; Чедия, 1986] и осложнено локальными прогибами и поднятиями (рис. 2). В южном борту фунда-

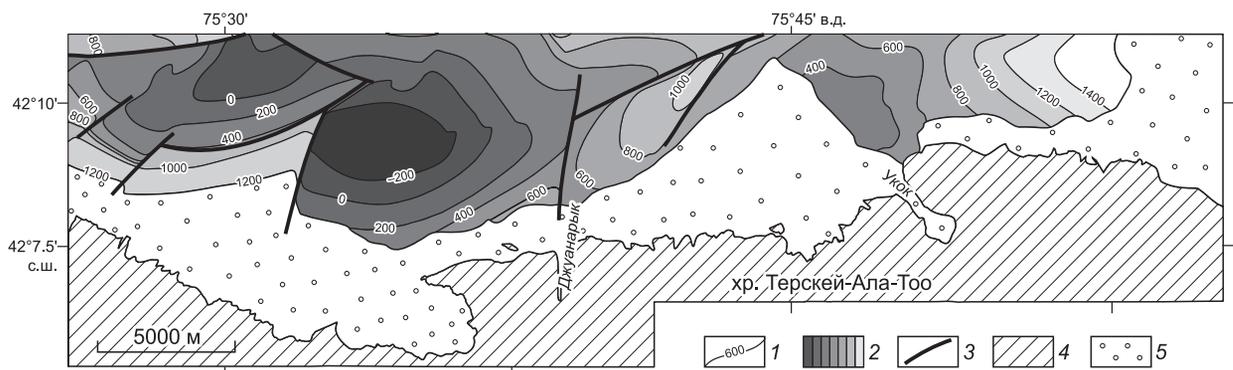


Рис. 2. Рельеф кровли палеозойского фундамента по данным сеймопрофилирования, по [Юдахин, 1983], упрощенно, фрагмент по контуру участка работ.

1 — изогипсы кровли (абсолютная высота, м); 2 — цветовая градация высот; 3 — разломы; 4 — выходы пород палеозойского фундамента; 5 — область отсутствия геофизических данных о положении кровли фундамента.

мент представлен преимущественно гранитоидами позднеордовикского возраста, реже — рифейскими мраморизованными известняками и гранодиоритами [Геология..., 1972; Геологическая..., 1980]. Среди гранитоидов преобладают среднекрупнокристаллические двуполовошпатовые порфириовидные граниты и лейкограниты.

Дочетвертичный кайнозойский чехол обнажается в южной части впадины в широкой полосе холмистых предгорий хр. Терской-Ала-Тоо. В основании разреза залегают красно-коричневые глины и суглинки с известковыми стяжениями, прослоями песчано-галечных конгломератов — отложения коктурпакской серии. Ее палеоцен-эоценовый возраст определяется по костным остаткам млекопитающих, найденным в Иссык-Кульской впадине и K/Ar (55 млн лет) и Ar /Ar (57.0—68.4 млн лет) датировкам базальтов [Геология..., 1972; Бачманов и др., 2008]. На коктурпакской серии, а чаще — непосредственно на выветрелой поверхности гранитов залегают толща красноцветных песчаников, галечных конгломератов, суглинков и глин, относимых к киргизской серии мощностью до 250—300 м. Олигоцен-раннемиоценовый возраст этой толщи устанавливается по редким находкам миоценовой фауны и по согласному залеганию с палеонтологически охарактеризованными выше- и нижележащими отложениями [Тарасов, 1970; Бачманов и др., 2008].

Верхняя, наиболее мощная часть разреза — отложения кочкорской свиты, подразделяемая на детальных картах на 2—3 подсвиты или самостоятельные свиты [Тарасов, 1970], по составу и окраскам пород коррелируется с неогеновыми отложениями других впадин и относится к тяньшаньскому комплексу. По остаткам фауны позвоночных, моллюсков и остракод [Тарасов, 1970; Дмитриева, Несмеянов, 1982; и др.] средняя часть разреза относится к отложениям миоценового возраста, а верхи разреза — к плиоцену. Несмотря на хорошую палеонтологическую изученность, корреляция отложений внутри впадины по литологическим признакам сопряжена с определенными трудностями в связи с фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей пачек. На отложениях кочкорской свиты с незначительным несогласием залегают плиоцен-плейстоценовые валунные конгломераты шарпылдакской серии.

В тектоническом строении южной части Кочкорской впадины, прилегающей к крутому крылу антиклинория Терской-Ала-Тоо, важную роль играют протяженные субширотные разломы — Южно-Кочкорский, Акчопский и Айгырджалский. Они протягиваются параллельно крутому борту впадины, сближаясь в ее западной части. На генерализованных схемах Южно-Кочкорский разлом показан как надвиг с южным падением [Макаров, 1977; Миколайчук и др., 2003], по которому палеозойский фундамент надвинут на кайнозойский чехол. Два других разлома, протягивающихся вдоль впадины в ее внутренней области, рассматриваются либо как сдвиги и взбросы, проникающие в чехол при блочных подвижках нижележащего фундамента [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; и др.], либо как фронтальные надвиги, оперяющие ЮКР и объединенные в систему с пологими detachments [Bullen et al., 2003; Park et al., 2003; Абдрахматов и др., 2007]. Данные морфоструктурных исследований, проведенных в долине р. Джуанарык [Thompson et al., 2002] убедительно продемонстрировали связь тектонических уступов плейстоценовых террас с горизонтальными смещениями по предполагаемому на глубине послылоному detachменту. Позднекайнозойские деформации, которые проявились в чехле и в южном обрамлении впадины в полосе шириной 5—8 км составляют парагенез структур, объединенных в Южно-Кочкорскую зону концентрированной деформации [Леонов и др., 2016 а].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом структурно-геологического изучения была вся зона деформаций южного борта и обрамления Кочкорской впадины (см. рис. 1, Б). Для широтно-ориентированного участка 35×9 км была составлена детальная геологическая карта с использованием GPS-привязки точек наблюдений (рабочий масштаб 1:50 000, участки 1:25 000), прослежены маркирующие горизонты, контакты и разломы. Описывалась морфология складчатых деформаций осадочного чехла, определялись ориентировка плоскостей разломов, кинематика и амплитуды смещений по ним, положение шарниров и осевых поверхностей складок. Структуры кайнозойской дезинтеграции в палеозойских гранитах (разломы, трещинные системы, зоны катаклаза) изучались на дистанционных ландшафтных снимках, в обнажениях и в шлифах пород.

Для детализации структурных построений были описаны и сопоставлялись литологические разрезы кайнозойского чехла на разных участках (рис. 3). Вся толща кайнозойских дочетвертичных отло-

Рис. 3. Сопоставление литологических разрезов неогеновых отложений на разных участках южного борта Кочкорской впадины.

Положение участков см. рис. 1. 1 — глины (а), глины с гипсом (б); 2 — соленосные глины и суглинки; 3 — суглинки; 4 — супеси; 5 — пески; 6 — кавернозные песчаники; 7 — песчаники; 8 — дресвяники; 9 — валунно-галечные конгломераты; 10 — мергели; 11 — известняки; 12 — доломиты; 13 — граниты; 14 — кости позвоночных (указаны их возрастные определения); 15 — фрагменты раковин (моллюски, остракоды). Палеонтологические датировки по [Тарасов, 1970; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. 1—10 — номера пачек.

жений в центральном сегменте борта впадины (в районе р. Биже, где разрез чехольных комплексов наиболее полный) была разделена на 10 пачек, которые прослеживались при картировании и коррелировались с пачками в других разрезах. Первая пачка соответствует красноцветным отложениям киргизской серии, а остальные представляют вышележащую толщу неогеновых пород — кочкорскую свиту.

Геоэлектрические исследования южного борта Кочкорской впадины выполнялись аппаратурой Phoenix MTU-5D в диапазоне периодов 0.001—1600 с. Пункты зондирования были заложены в восточной части бортовой зоны на двух профилях длиной 4 км (Курчак-Укок) и 4.5 км (Укок) с расстоянием между пунктами зондирования около 200 м; расстояние между профилями составило 4 км. Для обработки полевых данных использовался программный пакет SSMT2000. Дополнительно, для подавления промышленных помех и сглаживания передаточных функций использовалась программа «CORRECTOR». Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования выполнена с помощью алгоритма двухмерной инверсии Rodi-Mackie [Rodi, Mackie, 2001]. На основании полученных структурно-геологических данных с учетом данных сейсмопрофилирования о глубине залегания кровли фундамента [Юдахин, 1983] вкрест простираения зоны деформаций были построены геологические профили. Для менее обнаженного восточного сегмента привлекались полученные данные МТЗ.

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе структурно-геологического изучения зоны деформаций в южном борту Кочкорской впадины нами были описаны разломные и складчатые структуры, сформировавшиеся в осадочном чехле на завершающих стадиях развития кайнозойского бассейна. Наиболее значимая тектоническая перестройка началась в конце плиоцена—начале плейстоцена, в процессе и после накопления 10-й, самой верхней валунно-галечной пачки, которая с небольшим угловым несогласием залегает на пачках 9 и 8, либо трансгрессивно — на коре выветривания гранитов.

Было установлено, что главные разломы изменяют простираение и наклон, местами расщепляются на кулисные фрагменты и дуплексы, а также смещаются поперечными разрывами. Складчатые структуры в чехле проявлены фрагментарно и составляют единый структурно-морфологический ансамбль с разрывами разного ранга в локальных зонах концентрации деформаций.

Все сказанное относится к **Южно-Кочкорскому разлому (ЮКР)**, протягивающемуся вдоль крутого уступа фундамента в южном борту впадины (см. рис. 1, Б). ЮКР разделяет палеозойские и палеоген-неогеновые породы только в центральной части участка работ, в районе р. Биже, где фундамент надвинут с юга на молодые отложения по крутому взбросу. Западнее и восточнее разлом фрагментарно прослеживается внутри области распространения отложений чехла, и на этих участках контакт фундамент/чехол остается стратиграфическим.

Ачопский разлом (АЧР) трассируется примерно параллельно южному борту впадины на расстоянии 5—7 км от него и отделяет область обнажающихся в его висячем крыле неогеновых отложений от четвертичной депрессии центральной части впадины. В плане он представляет систему соединяющихся между собой выгнутых к северу дуг, разделенных на сегменты поперечными нарушениями сдвигово-сбросового типа. Зона сместителя обычно не обнажена, и о его наклоне можно судить по согласованности его контура с простираением слоев неогеновых отложений. АЧР и ЮКР неразрывно генетически связаны между собой и являются типичными парными элементами зон деформаций на границах внутригорных прогибов.

Айгырджалский разлом (АГР) морфологически отличается от указанных выше и маркируется вытянутыми, кулисно расположенными поднятиями — асимметричными антиклиналями и эскарпами, ограниченными с одной стороны взбросами. В ядрах антиклиналей с крутыми осевыми плоскостями обнажаются песчаники, конгломераты верхов неогенового разреза (пачки 9 и 8), а на крыльях — наклоненные до 15—25 ° слои грубообломочных толщ (пачка 10), залегающие с незначительным угловым несогласием на подстилающих отложениях. Амплитуды вертикального смещения слоев достигают 400 м. Эта зона антиклиналей протягивается по осевой части впадины и на многих участках совпадает с выявленными по геофизическим данным уступом поверхности фундамента, ограничивающим с севера наиболее погруженную область прогиба [Юдахин, 1983].

В разных сегментах бортовой зоны взаимное расположение главных разломов и морфология складок в осадочном чехле различаются. Рассмотрим различия строения бортовой зоны впадины по ее простираению на трех ключевых участках.

Центральный сегмент южного борта впадины

В центральной части южного борта Кочкорской впадины в районе р. Биже ЮКР представлен взбросом широтного простираения, падающим на юг под углами 70—80°, местами — более полого — до 45—55° (рис. 4 и 5). На этом участке позднеордовикские граниты надвинуты с юга на кайнозойские отложения. Граниты тектонически контактируют с пачками 1—3 кайнозойского разреза, которые залега-

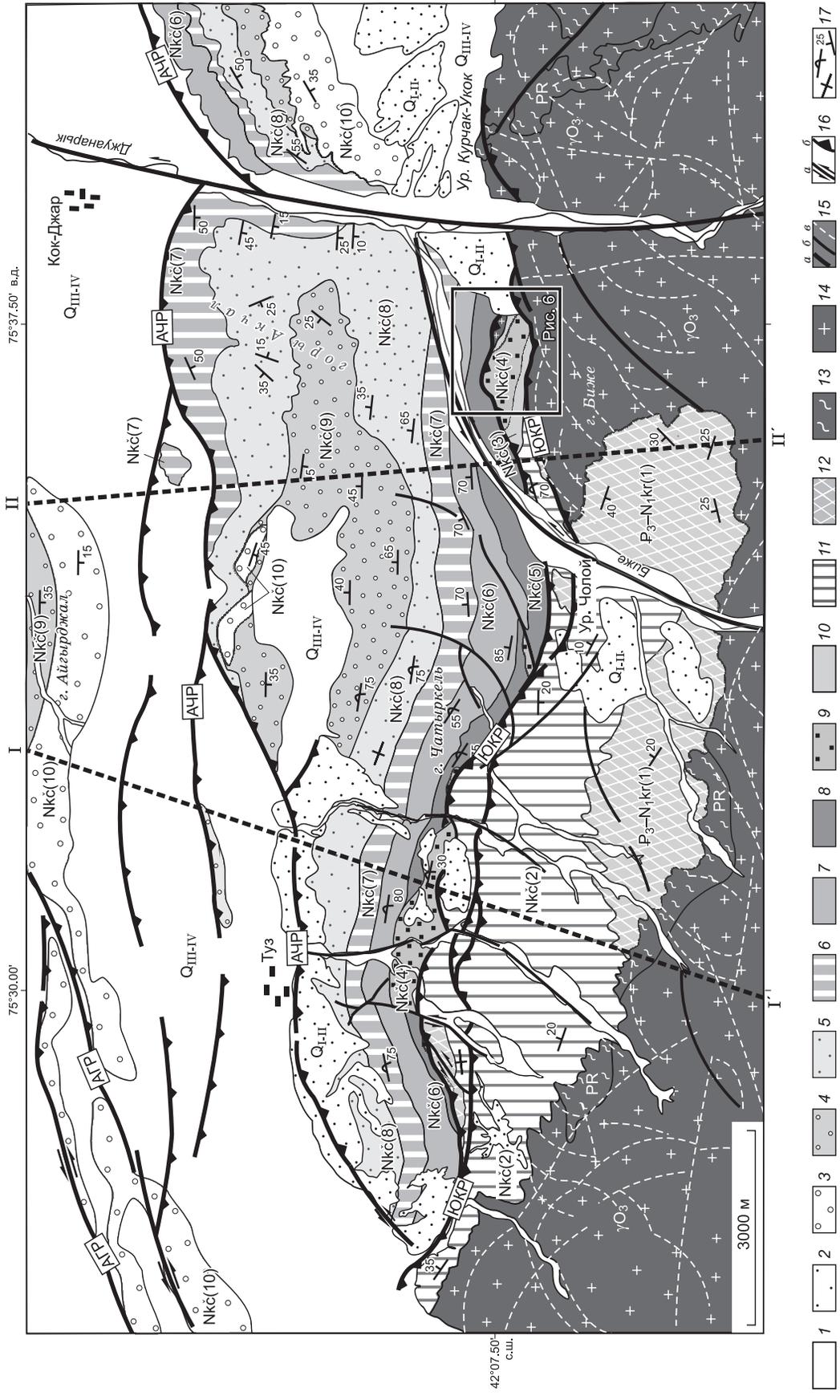


Рис. 4. Геологическая схема западного и центрального сегментов южного борта Кочкорской впадины.

1 — аллювиально-делювиальные отложения голоцена; 2 — делювиальные отложения плейстоцена; 3—11 — отложения кочкорской свиты (в скобках — номера пачек); 3 — валуново-галечная пачка (10); 4 — крупнослонистая песчано-галечная пачка (9); 5 — слабослонистая песчаная пачка (8); 6 — песчано-глинистая пачка (7); 7 — слоистая глинисто-песчаная пачка с редкими мергелями (6); 8 — известково-песчаная пачка (5); 9 — глинистая гипсоносная и соленосная пачка с мергелистыми прослоями в нижней части (4); 10 — светлого-кирпичная песчано-дресвяная пачка (3); 11 — мергелисто-глинистая пачка (2); 12 — олигоцен-миоценовые отложения киргизской серии (1); 13 — верхнепрогозойские нерасчлененные комплексы тагдысуйской свиты; 14 — позднеордовикские крупнокристаллические граниты с подчиненным количеством рифейских гранодиоритов; 15 — тектонические нарушения: главные разломы (а), второстепенные разломы (б), зоны трещиноватости в гранитах фундамента (в); 16 — кинематика разломов: сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 17 — элементы залегания слоистости, град. Главные разломы: ЮКР — Южно-Кочкорский, АКР — Акчопский, АЧР — Айгырджалеский.

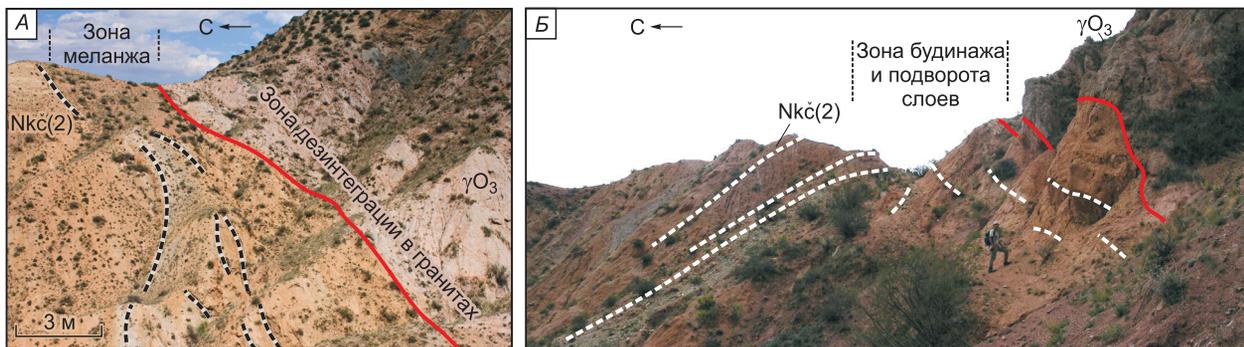


Рис. 5. Зона деформаций вдоль Южно-Кочкорского разлома в правобережье р. Биже.

А — дезинтегрированные ордовикские граниты (справа) залегают на меланжированных пестроцветных отложениях кочкорской свиты; *Б* — будинаж и подворот слоев кочкорской свиты в лежащем крыле взброса.

ют субвертикально, вплоть до обратного падения. На контакте отложения неогена меланжированы в зоне мощностью около 20 м, а в гранитах отмечается широкая полоса дробления, обохривания и интенсивной трещиноватости мощностью 100—250 м с постепенным переходом к менее дезинтегрированным породам во внутренних частях массива Биже. Вблизи контакта породы представлены рыхлой бесструктурной массой, которая состоит из матрикса, сложенного зернами «гранитных» минералов, и фрагментов катаклазированного гранита дресвяной размерности.

Севернее контакта неогеновые отложения залегают круто в пределах полосы шириной 3—4 км (с преимущественным северным падением), слагая южное крыло крупной асимметричной Акчалской брахисинклинали с пологим широтно-ориентированным шарниром, протянувшейся от холмистого плато гор Акчал до гряды Чатыркель. В северном крыле синклинали слои (пачки 7—10) полого наклонены к югу (15—45°) и образуют несколько куэст, ограниченных с севера Акчопским разломом.

Крутое крыло Акчалской брахисинклинали осложнено складками и разрывными нарушениями более высокого ранга. В правом борту р. Биже севернее контакта фундамент/чехол параллельно ему в неогеновых отложениях протягивается субвертикальный разлом, который сливается с ЮКР восточнее и западнее, изгибаясь в соответствии с простираем главным разлома и образуя вытянутый искривленный дуплекс (см. рис. 4 и 6). В пределах дуплекса низы разреза кочкорской свиты смяты в сжатые опрокинутые складки с пологими шарнирами СЗ простираения: синклиналь сопряжена с гребневидной антиклинальной складкой, в ядре которой выходят граниты фундамента, тектонически контактирующие с разными по возрасту пачками кочкорской свиты (см. рис. 6).

В рельефе этот небольшой гранитный массив (300×150 м) образует валообразный выступ с четко выраженным западным периклинальным замыканием. В отличие от вмещающих пород чехла, граниты интенсивно тектонизированы по всему объему, разбиты системами крутых трещин и разрывов субширотного, меридионального и СВ простираений. Во врезках поперечных долин видно, что субширотные разрывные нарушения образуют в вертикальном разрезе симметричную «структуру цветка». Трещины разбивают массив на линзовидные блоки размером до 10—25 м, по границам которых отмечаются многочисленные зоны брекчирования и катаклаза, фиксируются сдвиговзбросовые смещения аплитовых даек. Все это свидетельствует о высокой тектонической объемной подвижности дезинтегрированных гранитов. Валообразная форма массива, его интенсивная дезинтеграция и тектонические контакты с вмещающими более молодыми отложениями указывают на протрузивный характер его внедрения вдоль разломной зоны. Кулисное расположение дуплекса и других гребневидных выступов фундамента, ориентированных косо к простираению бортовой зоны, соответствует обстановке меридионального сжатия с левосторонней сдвиговой компонентой смещений вдоль борта впадины.

Изучение шлифов дезинтегрированных пород показало, что деформации проходили неоднократно. Самые ранние протекали за счет динамической рекристаллизации, которая проявляется в облачном погасании кварца и возникновении субзерен на границах кристаллов (рис. 7, *а*). Подобные структуры были впервые описаны в гранитных протрузиях Южной Монголии и обнаружены также в гранитах из бортовых зон Иссык-Кульской впадины [Пржиялговский и др., 2014; Леонов и др., 2016 б; Пржиялговский, Лаврушина, 2017]. Процессы динамической рекристаллизации на границах зерен могут протекать в относительно низкотемпературных условиях (до 200—250°) [Passchier, Trouw, 1996] и маркируют участки наибольших девиаторных напряжений. Последующие этапы деформации (см. рис. 7, *б-г*) характеризуются образованием катаклазитов, мозаичных и хаотических брекчий. Угловатые обломки гранитов размерностью 0.2—0.5 мм разобщены в тонкозернистом новообразованном матриксе (микрокласти-

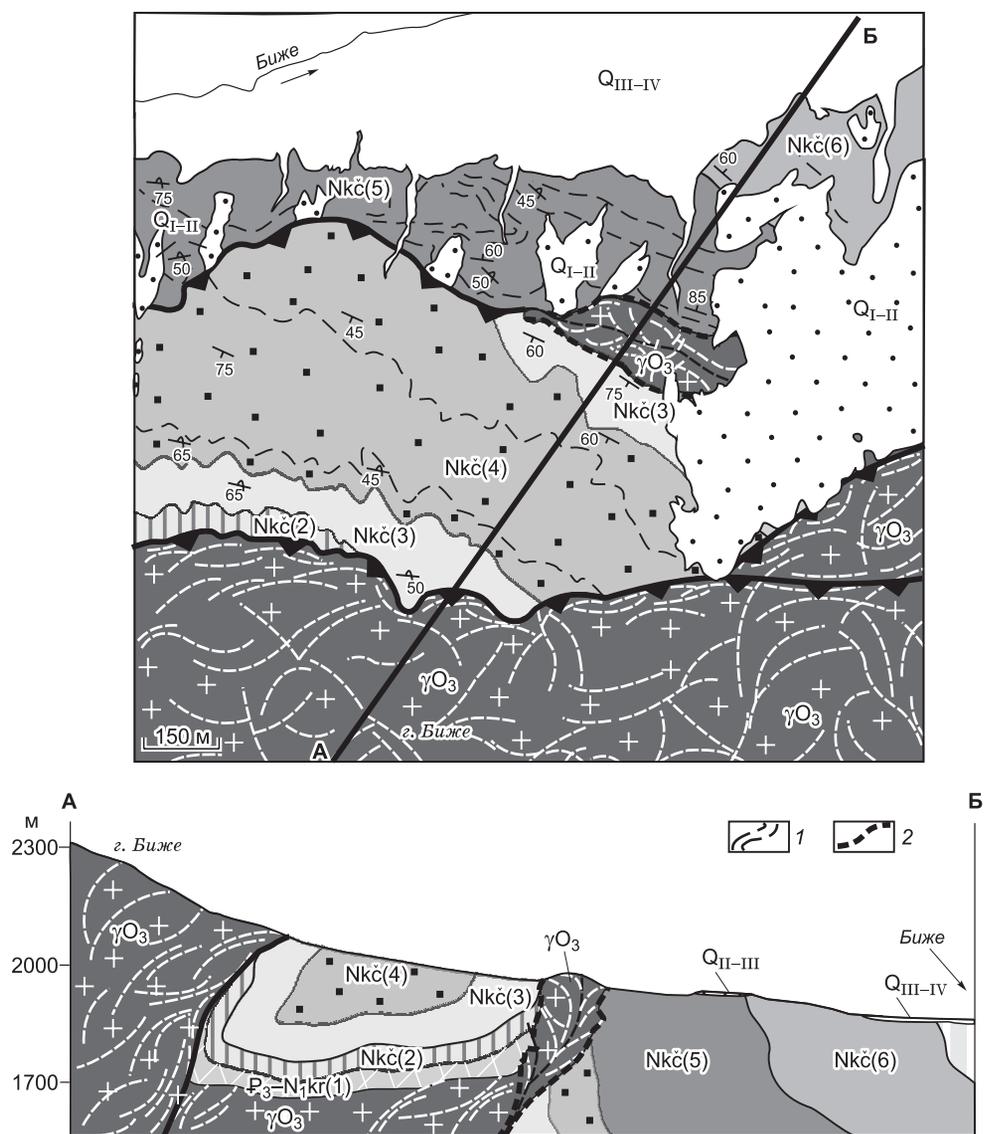


Рис. 6. Фрагмент геологической карты и разрез южного борта Кочкорской впадины к западу от долины р. Джуанарык.

1 — слоистость в осадочном чехле, 2 — тектонические контакты протрузивного тела гранитов. Местоположение и прочие условные обозначения см. на рис. 4.

те), кварц-каолинового или кварц-серецитового состава, который в аналогичных породах Южной Монголии исследовался на микронзонде [Пржиялговский и др., 2014]. Для поздних этапов дезинтеграции пород характерно образование катаклазитов и мозаичных брекчий с жильным кальцитовым цементом, в котором разобщены фрагменты пород с более ранними зонами микрокластитов (см. рис. 7, д, е).

Западнее р. Биже ЮКР отходит от контакта фундамент/чехол внутрь впадины и отклоняется к СЗ. По пологому надвигу (азимут падения 215—225°, угол 30—40°), совпадающему с подошвой глинисто-мергелистой 2-й пачки, эти отложения надвинуты на крутостоящие пласты песчано-глинистой пачки 5 (рис. 8). Амплитуды надвигания по нему (с учетом суммарной мощности отсутствующих пачек 3 и 4) можно оценить в 300—400 м. Таким образом, ЮКР западнее кряжа Биже отделяет от впадины не выступ фундамента, а приподнятую его ступень с достаточно мощными отложениями чехла (пачки 1 и 2), стратиграфически залегающими на палеозойских и протерозойских породах.

Несомненна современная активность Акчопского разлома: на левом и правом берегах р. Джуанарык он выражен единым уступом, в котором 3-я раннеплейстоценовая терраса смещена с вертикальной амплитудой около 25 м. Контур АЧР соответствует изменяющемуся простиранию слоев кочкорской свиты (7-й пачки), что дает основание считать, что поверхность разлома совпадает с подошвой указан-

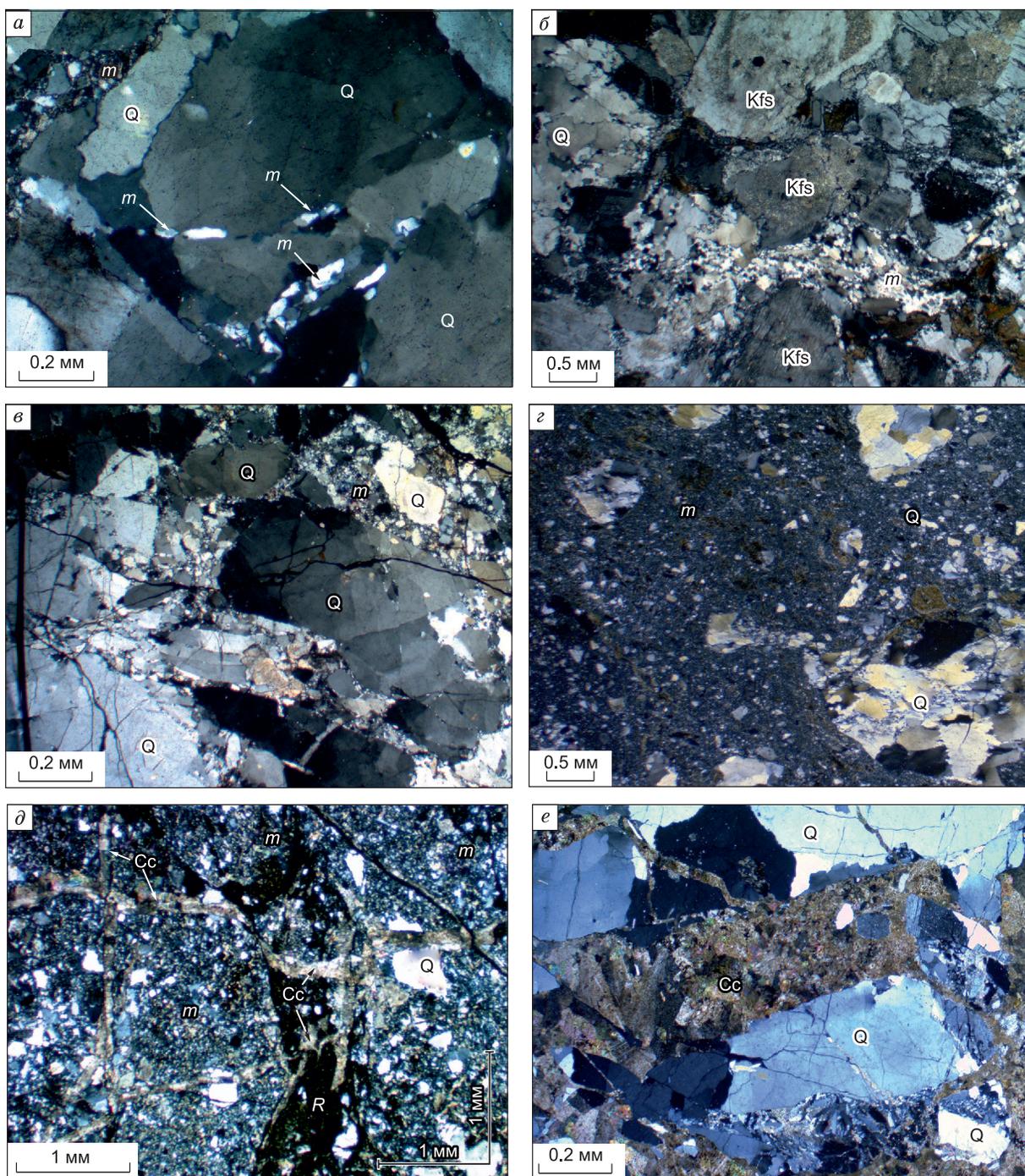


Рис. 7. Шлифы дезинтегрированных в зоне ЮКР гранитов, массив Биже.

Q — кварц, Kfs — калиевый полевой шпат, Cc — кальцит, R — зоны, насыщенные оксидами железа и марганца, m — области динамической рекристаллизации (отдельные зерна и матрикс брекчий). Николи скрещены. Пояснения см. в тексте.

ной пачки. Угол южного падения слоев во фронте надвига составляет 45—50° и резко выполаживается до 15—25° в 1.5 км южнее, ближе к ядру брахисинклинали гор Акчал. Подобные изломы слоев являются типичным проявлением приповерхностных складчато-надвиговых структур внутри сжатых межгорных депрессий [Suppe, 1983; Cobbold et al., 1994; Thompson et al., 2002] и указывают на участки излома (рампа) субслоистого разрыва-детachment. В левом обрыве р. Джуанарык видно, что пологие в целом залегания слоев в ядре синклиальной структуры осложнены малоамплитудными флексурами и разрывами, пологими конформными складками (в 7—9-й пачках), очевидно, обусловленными короблением слоев над detachment. Деформации неогеновых отложений в северном крыле и замковой части брахи-



Рис. 8. Надвиг мергелисто-глинистой пачки (2) на песчано-глинистую (5) северо-западнее ур. Чолой.

Белые штрихи — слои в пачках, красная линия — граница пачек.

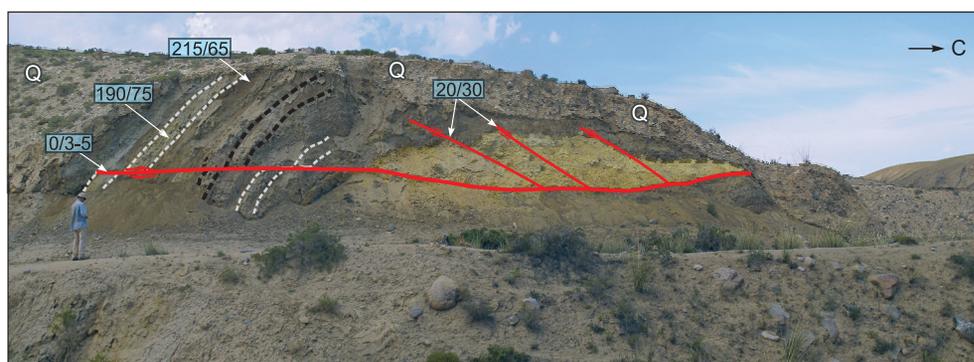


Рис. 9. Пологий детачмент в отложениях кочкорской свиты (9-я пачка) во фронтальной зоне Акчопского взброса севернее п. Туз с незначительным северным перемещением висячего крыла.

Цифры — азимут/угол падения слоистости.

синклинали гор Акчал и их выраженность в современном рельефе согласуется с моделью возникновения и развития АЧР как пологого детачмента-надвига во фронте крутого тектонического уступа борта впадины. Незначительное структурное несогласие в подошве 10-й пачки, определенное в правом борту долины р. Джуанарык, и нарастание амплитуд смещения разновозрастных аллювиальных террас от молодых к древним указывают на унаследованное развитие складчато-надвигового парагенеза в конце плиоцена—квартере.

Западный сегмент

В юго-западной части Кочкорской впадины все главные субширотные разломы сближаются и осложняются оперяющими структурами, ЮКР в виде пологой дуги вдается к северу, удаляясь от контакта с палеозойским фундаментом на 4 км, а затем вновь подходит к нему западнее (см. рис. 4). АЧР

расщепляется на три субширотных ветви, главная из которых изгибается к югу, сближаясь с ЮКР, и тянется параллельно ему в районе п. Туз. В полосе между этими разломами шириной 2.5—3.0 км неогеновые отложения простираются параллельно им, залегают вертикально или с опрокинутым южным падением, но в целом сохраняют стратиграфическую последовательность с юга на север. Вне этой зоны чехол деформирован слабо. ЮКР, который, как и везде, совпадает с наиболее крутым склоном борта впадины, отделяет прогиб от полого-наклоненной к северу или прогнутой ступени фундамента, в пределах которой отложения 1-й и 2-й пачек чехла залегают на коре выветривания фундамента и базальных конгломератах. ЮКР представлен несколькими наклоненными к югу разломами, преимущественно взбросами, образующими систему извилистых дуплексов. Внутри дуплексов отложения чехла деформированы в пологие складки и испытали разнонаправленные блоковые смещения незначительной амплитуды. Наибольшие взбросовые смещения (до 550 м) устанавливаются по фронтальным северным разломам зоны дуплексов, где контактируют отложения 2-й и 5-й пачек. Структура осложняется диапирами 4-й соленосной пачки, которые местами «выплескиваются» на вертикально стоящие слои 5-й пачки.

К северу от Акчопского разлома располагается всхолмленная равнина с пологими залеганиями чехла. В глинисто-песчаных отложениях (пачки 9 и 10) фиксируются послонные и субгоризонтальные detachmentы с незначительными амплитудами смещений (рис. 9), отражающие направления и характер смещений в зоне надвигов, опирающихся с севера АЧР. Располагающаяся севернее зона АГР выражена двумя параллельными цепями гряд-эскарпов вдоль разрывов СВ простирания, отстоящими друг от друга на расстоянии 1.5 км. Это крутые взбросы, висячем крыле которых отложения 9-й и 10-й пачек смещены на 150—200 м и наклонены на ЮВ под углами 15—30°. Судя по уменьшению наклона пластов в тылу эскарпов, разрывные нарушения выполаживаются на глубине, но в целом контролируются прямолинейной зоной СВ простирания.

Несмотря на принципиальное сходство структурных парагенезов на двух описанных участках, на геологических разрезах, составленных на основании изучения структур чехла с учетом данных о глубинах залегания кровли фундамента [Юдахин, 1983], можно видеть существенные различия строения (рис. 10). Ключевым моментом является опосредованная связь приповерхностной (так называемой

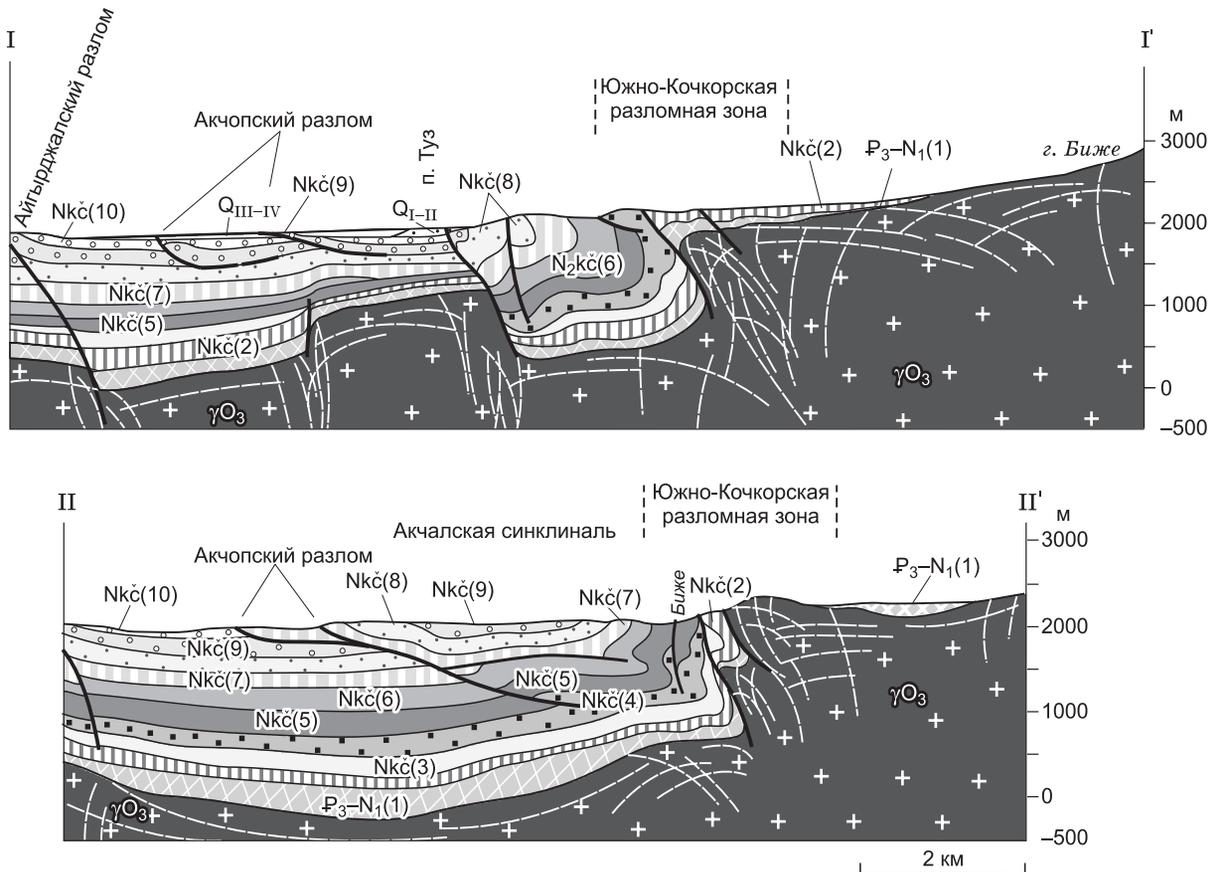


Рис. 10. Геологические разрезы по профилям Биже и Туз.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

«тонкокожей») тектонической структуры чехла с морфологией поверхности фундамента. Подробнее этот вопрос рассматривается при обсуждении результатов.

Восточный сегмент

Восточнее р. Джуанарык строение борта впадины заметно отличается от строения других его сегментов. Две главные зоны деформаций ЮКР и АЧР далеко, на расстоянии до 6 км, отстоят друг от друга, протягиваясь параллельно в СВ направлении (рис. 11). Отложения чехла обнажаются в широкой моноклиальной структуре эскарпа АЧР и в узкой полосе предгорий в зоне ЮКР. Между главными разломами располагается обширная слабонаклонная равнина, перекрытая делювиальными шлейфами, с редкими выходами валунных отложений 10-й пачки чехла, залегающими полого. Равнина отвечает крупной брахисинклинали, кулисно продолжающей Акчалскую синклинали на левом берегу р. Джуанарык.

ЮКР представляет собой зону параллельных разломов СВ простирания, разбитую на фрагменты поперечными крутопадающими нарушениями. Между реками Джуанарык и Курчак-Укок основные смещения кровли фундамента предполагаются по крутой флексурно-разломной зоне (обнажающейся в обрывах р. Джуанарык и Курчак-Укок), протягивающейся примерно вдоль контакта неогенового чехла и палеозойского фундамента (азимут падения 25° , угол $80\text{--}90^\circ$). В междуречье Курчак-Укок и Укок и с небольшим перерывом далее на восток, до п. Каракунгей, главная зона смещения отделяет от прогиба узкую наклонную ступень, на которой песчано-галечные отложения нерасчлененных верхов неогенового разреза трансгрессивно залегают на коре выветривания палеозойских и протерозойских пород (см. рис. 11). Ступень с неогеновыми отложениями отсутствует на небольшом участке в районе хр. Кёкбука, где главная ветвь ЮКР вновь протягивается по краю впадины. На современную активность зоны разлома указывают сейсмодислокации: восточнее хр. Кёкбука, в поле современных пролювиально-аллювиальных отложений фиксируется уступ (высотой 1—3 м), который прослеживается до р. Восточный Укок.

На отрезке бортовой зоны в междуречье Джуанарык и Укок Акчопский разлом и связанная с ним гряда моноклиально падающих на юг неогеновых отложений протягивается параллельно ЮКР, на расстоянии 4—6 км от него. Как и на других участках, простирание АЧР изменяется в соответствии с простиранием неогеновых пластов, что указывает на его развитие по контактам слоев — в основании 6-й и 7-й пачек. Восточным ограничением системы дислокаций АЧР служат разломы СЗ простирания, пересекающие борт впадины вдоль долины р. Укок. За этой границей отсутствуют геологические и геоморфологические свидетельства значительных складчатых деформаций в чехле.

В связи с худшей обнаженностью контакта палеозойских и палеоген-неогеновых комплексов пород в восточном сегменте бортовой зоны, важную роль при построении геологических разрезов этого участка играли данные МТЗ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате работ были построены геоэлектрические двумерные модели по профилям Укок и Курчак-Укок (рис. 12), выявлены особенности геоэлектрического строения верхнекорового слоя в южном борту Кочкорской впадины. Для обоснования правомерности использования двумерной инверсии рассматривались псевдоразрезы параметров неоднородности импеданса и типпера $Skew z$ и $Skew t$ и параметра N , псевдоразрезы модуля кажущегося сопротивления и фазы импеданса, передаточные функции вертикального магнитного поля, а также карты распределения реальных векторов Визе на различных глубинах [Баталева и др., 2017]. Коллинеарность и однонаправленность (в пределах точности измерения), наблюдаемых в диапазоне периодов до 50 с индукционных векторов ReW для двух профилей МТЗ убедительно доказывает двумерность коровой проводимости участка работ. Азимут простирания избыточных токов для глубин до 10 км, согласно ориентации реальных векторов Визе, по двум профилям определен как $60\text{--}65^\circ$, что в целом совпадает с простиранием геологических структур региона.

В интервале глубин 0—4 км хорошо коррелируются электропроводящие объекты, обозначенные одинаковыми номерами на параллельных профилях. На геоэлектрических профилях области спокойно-залегающего кайнозойского чехла (см. рис. 12, объект 6) и выходящих на поверхность гранитов фундамента (объекты 1—3) разделены зоной неупорядоченной геоэлектрической структуры на их контакте — в зоне ЮКР (4 и 5).

Объект 6 соответствует пологозалегающим кайнозойским отложениям, мощность которых составляет здесь около 1.5 км. Электропроводящие зоны могут быть связаны с глинисто-суглинистыми соленосными или песчано-глинистыми отложениями нижних пачек литологического разреза. Повышенные значения сопротивлений и неупорядоченная структура проводимости в верхней части разреза чехла в прибортовой области, вероятно, маркируют переходы к грубообломочным фациям, характерным для восточного сегмента борта впадины.

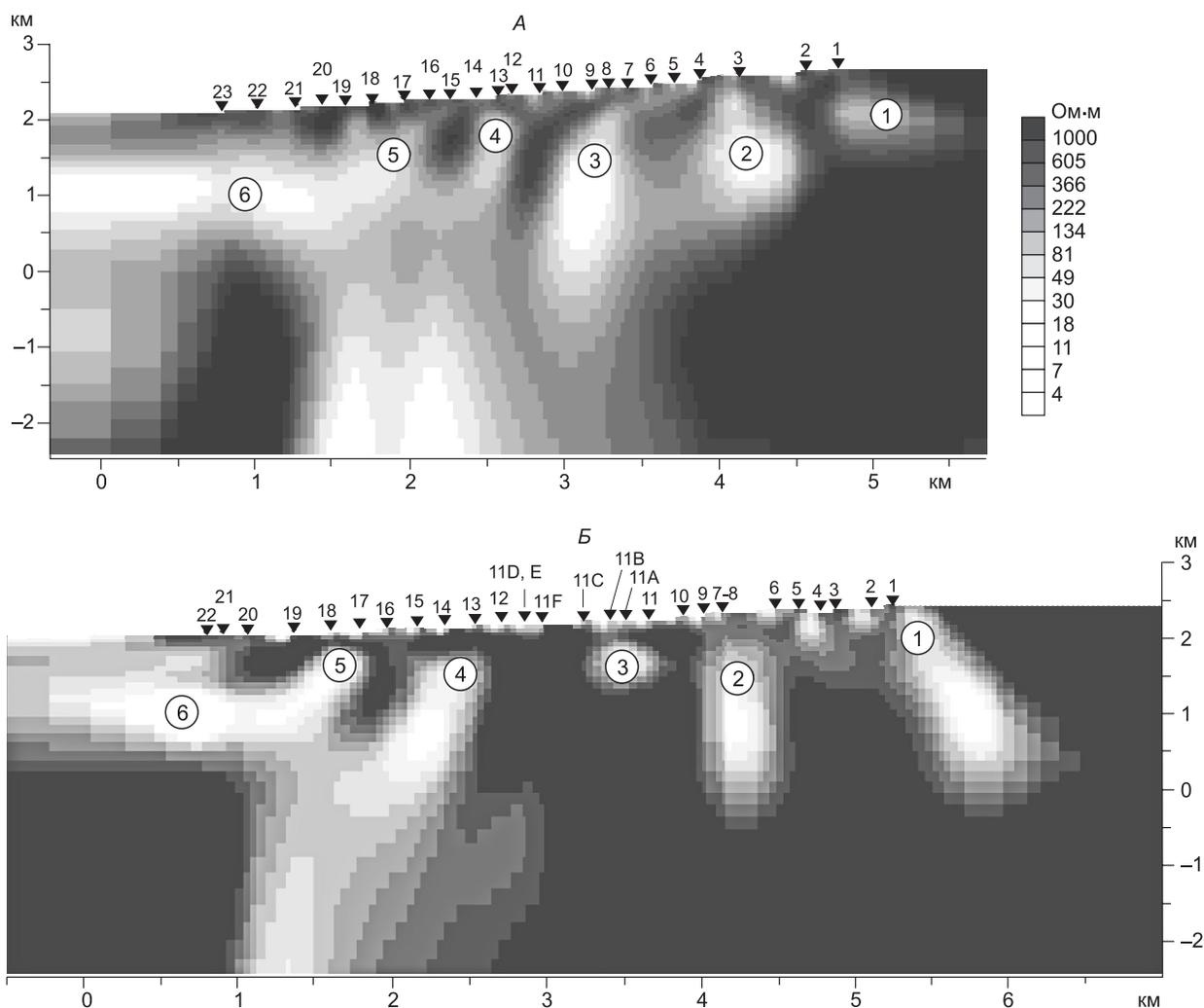


Рис. 12. Двумерные геоэлектрические модели южного борта Кочкорской впадины по профилям Уюк (А) и Курчак-Уюк (Б).

Положение профилей см. на рис. 11. Тоновая градация от черного к белому соответствует понижению сопротивления пород (шкала удельных сопротивлений — справа). Цифрами на обоих профилях отмечены соответствующие друг другу проводящие структуры.

Для рисунка геоэлектрической структуры гранитоидов фундамента на этом участке характерны контрастные по электропроводности крутопадающие плоскостные элементы. На двух профилях они варьируют по форме и протяженности, прослеживаясь не глубже чем на 3 км. По-видимому, низкоомные объекты 1—3 соответствуют системе разноранговых структур дезинтеграции гранитоидов в крутом борту впадины (см. рис. 11), которые проявляются в рельефе и трассируются на ландшафтных космоснимках в виде границ овоидных блоков. Границами блоков служат малоамплитудные разрывные нарушения, зоны интенсивной трещиноватости и катаклаза, быстро затухающие по простиранию и надстраивающие друг друга в виде кулис. Этим объясняются незначительные различия положения и интенсивности низкоомных аномалий в гранитах при их корреляции на двух профилях.

Исходя из морфологии проводящих структур и значений электросопротивлений, мы предполагаем, что высокая электропроводность объекта 4, маркирующего крутонаклоненную ветвь ЮКР, также связана с повышенной трещиноватостью и флюидонасыщенностью пород. На глубине эта зона сливается с мощной зоной вертикальной проницаемости, отвечающей масштабной коровой структуре, нижняя граница которой не определена. Наличие субвертикальных неоднородностей с очень низкими значениями удельного сопротивления (менее 10 Ом·м) может являться следствием процессов современной активности систем региональных разломов Тянь-Шаня, возможно, сдвиговых структур раннего заложения. Приконтактная аномалия 5 может отвечать зоне тектонической дезинтеграции или, что более

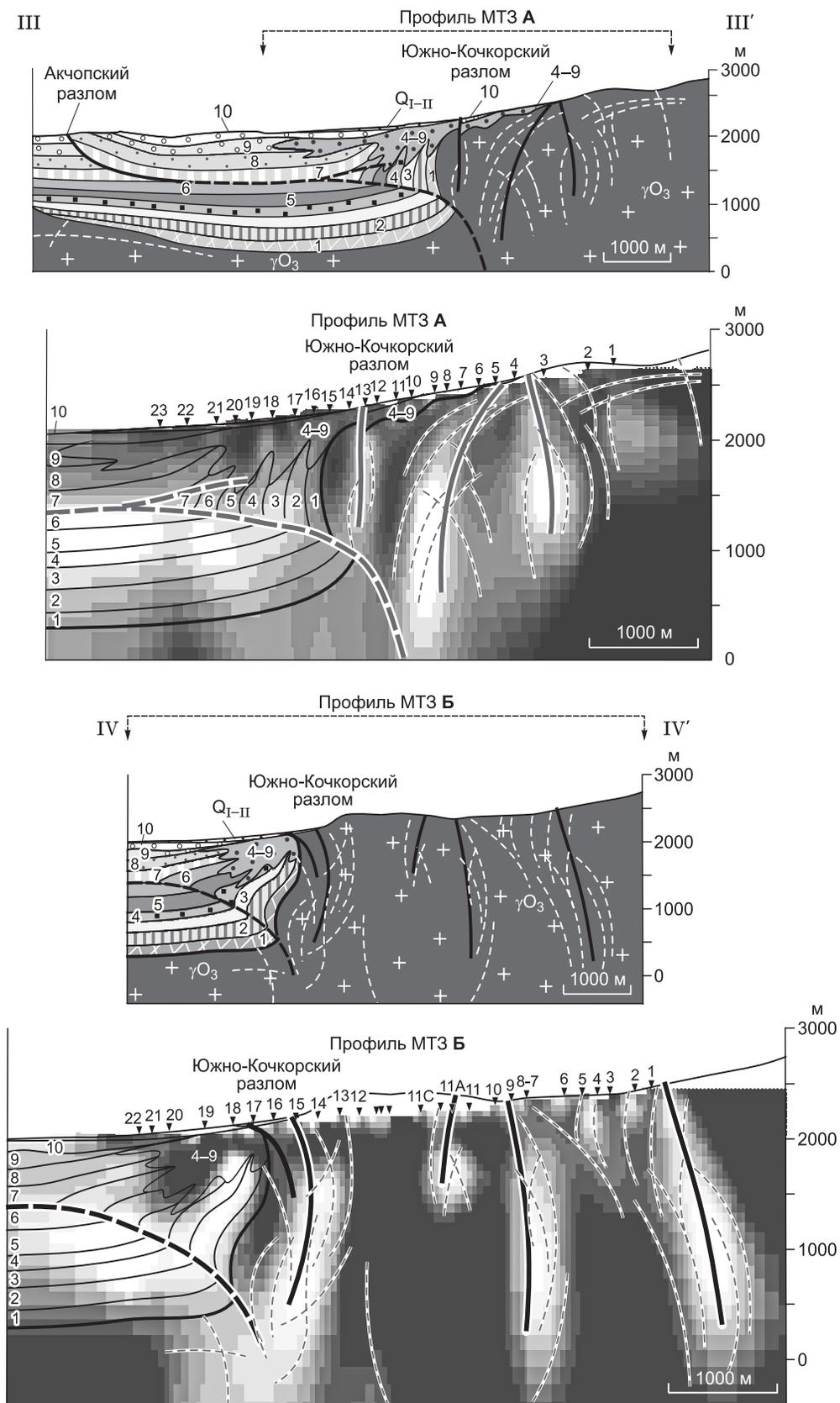


Рис. 13. Геологические разрезы по линиям III-III' и IV-IV' и геологическая интерпретация геоэлектрических данных по профилям МТЗ А и Б.

Цифры на геологических разрезах — номера литологических пачек. Значения удельных электрических сопротивлений (Ом·м) и градиенту по шкале см. на рис. 12, линии профилей см. на рис. 11.

вероятно, фиксировать подворот низкоомных слоев кайнозойского осадочного чехла в крутом борту впадины, как это устанавливается в западном и центральном сегментах бортовой зоны.

Отчетливо проявившиеся на профилях МТЗ различия геоэлектрической структуры палеозойского фундамента и кайнозойского осадочного чехла позволяют в целом разделить соответствующие области при построении геологических разрезов пересекающих восточный, наименее обнаженный сегмент борта впадины (рис. 13). Нижняя граница областей с геоэлектрическими структурами, характерными для чехла, в пределах впадины протягивается на глубине около 500 м выше уровня моря, что согласуется с данными сейсмопрофилирования, имеющимися в районе профиля МТЗ Укок (см. рис. 13).

Несмотря на неоднозначность положения кровли фундамента в зоне ЮКР, можно констатировать, что на геоэлектрических профилях отсутствуют признаки значительного надвигания фундамента на чехол. Как и в других сегментах борта впадины, контакт палеозойских гранитов и осадочных отложений представляет собой крутую флексуру кровли фундамента, осложненную крутопадающими разломами, по-видимому, взбросами и сдвигами.

СООТНОШЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУР

Как было показано, в течение непродолжительного времени (за последние 3—4 млн лет) в чехле Кочкорской впадины сформировались сложные складки и разломы, составляющие единый структурный парагенез с активизированными разломами и пластичными деформациями в палеозойском фундаменте. Эта орогенная деформационная фаза сменила стадию устойчивого прогибания бассейна с конца палеогена и почти до конца неогена, когда определились контуры и морфология ложа Кочкорской впадины — мегаструктурного элемента альпийской структуры Северного Тянь-Шаня. Несмотря на интенсивность последующих тектонических движений, ранняя структура кровли фундамента не претерпела существенных изменений в центральных частях впадины, однако была кардинально изменена в зоне концентрации деформаций орогенной фазы [Леонов, 2012] на границе с антиклинорием Терсей-Ала-Тоо. Особенностью деформаций в южном борту Кочкорской впадины, являются: дезинтеграция и пластическая деформация пород фундамента; формирование приповерхностных бескорневых структурных ансамблей в осадочном чехле.

Сопоставляя общий план структур чехла (см. рис. 1, 4, 11) с морфологией кровли фундамента по данным сейсмопрофилирования (см. рис. 2), можно отметить слабую корреляцию положения и кинематических типов поверхностных и глубинных разломов, иногда — инверсивный характер структур фундамента и чехла. Для большинства разломов и флексур, являющихся границами локальных выступов и прогибов фундамента, устанавливаются вертикальные смещения шарнирного типа с переменной амплитудой до 1200 м. Общая структура поверхности фундамента, несомненно, усложненная в постседиментационный период, в значительной степени отражает строение бассейна на стадии накопления осадочного чехла. Морфология и кулисное расположение гребневидных поднятий СВ простирания, разграничивающих брахиморфные прогибы, позволяют предполагать пул-апартовый механизм заложения седиментационного бассейна (как это предлагается для впадин Среднего Тянь-Шаня [Морозов и др., 2014]) в широтно ориентированной сдвиговой зоне при левостороннем смещении бортов. Разломы на поверхности, в отличие от крутопадающих разломов фундамента (первоначально — сбросов), в основном представляют собой субширотные взбросы и надвиги.

Тем не менее, анализируя детали структуры чехла на разрезах западного сегмента борта впадины (см. рис. 10) можно заключить, что положение и конфигурация приповерхностных складчато-надвиговых структур внутри впадины все же связаны с морфологией кровли фундамента впадины. В частности, положение узкой зоны интенсивных деформаций с крутыми и опрокинутыми залеганиями неогеновых толщ (пачек 4—8) севернее п. Туз (см. рис. 10, профиль II—II') контролируется резким уступом поверхности фундамента, который, несомненно, являлся упором при давлении со стороны растущего антиклинория Терсей-Ала-Тоо. При этом наиболее глубокий прогиб впадины инверсионно выражен в современном рельефе в виде всхолмленного плато Чатыркуль. На правом берегу р. Джуанарык АЧР и связанная с ним гряда куэст отклоняются от широтного простирания в соответствии с положением гребневидного поднятия кровли фундамента СВ простирания.

На участках слабой расчлененности ложа флексурно-взбросовые деформации в борту впадины сопровождаются развитием обширных detachментов и надвигов, висячем крыле которых слои деформированы в моноклинали или асимметричные антиклинали. Наблюдается классический парагенез структур крутых бортов впадин, обозначаемый в англоязычной литературе как «fault-bend-folding» [Suppe, 1983]: крутой взброс в борту впадины инициирует развитие пологих надвигов и коробление слоев в его фронте внутри толщ осадков чехла. Мощность аллохтонных пластин определяется прежде всего реологией осадочного разреза и общей мощностью осадочного чехла, поэтому на участке, восточнее р. Укок, где резко уменьшается глубина ложа впадины, надвиговая зона АЧР не формировалась.

Эта простая схема требует уточнения. Как видно на разрезах вкрест бортовой зоны впадины, амплитуда Южно-Кочкорского взброса и оперяющих его разломов не превышает 900 м, а на некоторых участках составляет всего 400—500 м. При этом общее флексуно-взбросовое смещение кровли фундамента на всех разрезах составляет около 1500 м. Поэтому образование detachментов и эшелонированной системы складчато-надвиговых структур внутри впадины (с амплитудами горизонтального смещения 1 км и более) следует рассматривать как следствие увеличения крутизны борта впадины, пластической деформации поверхности фундамента в результате течения и компенсированного перераспределения масс пород и лишь отчасти — взбросовых смещений, осложняющих флексурный изгиб.

Особенности структур дезинтеграции и деформационных структур в палеозойских гранитах борта Кочкорской впадины, описанные на разных масштабных уровнях, позволяют определить ведущий механизм их деформации в конце кайнозойского этапа как катакластическое течение. Прослеживание в геоэлектрических моделях дезинтеграции от поверхности до глубин 2—3 км и пластичный характер деформаций ложа впадин определяют минимальные глубины проявления этого течения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая новые данные о структурах и геоэлектрических характеристиках верхнекоровых комплексов южного борта Кочкорской впадины в свете сложившихся представлений о строении этой зоны и общих проблем кайнозойской тектоники Тянь-Шаня, можно акцентировать внимание на некоторых положениях и следствиях проведенных исследований.

1. Причиной деформаций комплексов осадочного чехла впадины, несомненно, являлась деформация пород каледонского фундамента, тем не менее структура чехла лишь в первом приближении соответствует структуре кровли фундамента. В крутом борту впадины сформировалась система флексур, взбросов и крупных опрокинутых складок. Во фронте этих дислокаций на удалении нескольких километров к северу от борта в верхах чехла формировались складки коробления и пологие detachменты, выходящие на поверхность в виде надвигов, которые совместно с принадвиговыми складками в висячем крыле образуют приповерхностные деформационные ансамбли, опосредованно связанные со структурой нижележащего фундамента: при движении аллохтонных пластин горстовые поднятия кровли фундамента являлись упорами, влияющими на положение рампов и мощностей тектонических пластин.

2. Полоса развития складчатых и разрывных деформаций между ЮКР и АЧР, сами эти разломы, а также прилегающая зона дезинтеграции в палеозойском обрамлении впадины сформировались в процессе активизации сегмента шовной структуры мегауровня, трассирующей вдоль северного склона хр. Терской-Ала-Тоо. Позднейшие деформации привели к существенному изменению строения Южно-Кочкорской зоны в приповерхностной области. Реликтовые крутопадающие структуры, возможно, сохраняются в более глубоких слоях и отображаются на геофизических профилях, в частности, как вертикальные плоскостные зоны электропроводимости. Различия структур конседиментационной и завершающей стадий могут быть обусловлены сменой кинематических обстановок [Морозов и др., 2014] или закономерным усложнением структуры в едином поле напряжений.

3. Деформации кровли фундамента имели преимущественно пластичный характер, о чем свидетельствуют: козырьковые складки с опрокинутыми стратиграфическими контактами фундамент/чехол; сложность поверхности блоков фундамента в ложе впадины; протрузивное внедрение гранитного массива внутри дуплекс-структуры в районе р. Биже и другие факты. Наиболее вероятным механизмом деформаций в дезинтегрированных гранитоидах, в основном составляющих палеозойский фундамент, является катакластическое течение, описанное и теоретически обоснованное для деформируемых гранулированных сред [Carey, 1954; Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996; и др.]. Деформации в гранитах на мезоуровне проявляются рассредоточенными смещениями по границам овоидных и линзовидных блоков с формированием зон катаклаза, которые могут проявляться зонами пониженных электрических сопротивлений. На микроуровне отмечаются не только хрупкие, но пластичные деформации пород, связанные с динамической рекристаллизацией и микробрекчированием. Аналогичные деформационные микроструктуры были описаны в протрузивных массивах палеозойских гранитов в Южной Монголии, Забайкалье и Тянь-Шане [Пржиялговский и др., 2014; Леонов и др., 2016а; Пржиялговский, Лаврушина, 2017], что подчеркивает универсальность процессов постмагматической деформации и дезинтеграции гранитоидов в различных геологических обстановках.

4. Применяемые в практике тектонических реконструкций методики расчета горизонтального сближения бортов впадин (при постулируемом хрупком разрушении фундамента) [Cobbold et al., 1994; Molnar, Chen, 1978; и др.] могут приводить к существенной ошибке определения величин реальных относительных смещений коровых реперов. Амплитуды смещений по взбросам, определенные в зоне ЮКР, обычно не превышают 700 м, что значительно меньше общего размаха вертикального смещения кровли палеозойского фундамента на границе Кочкорской впадины и Терской антиклинория. Ком-

пенсированные (вертикальные и горизонтальные) перераспределения масс в крутом борту, могут обуславливать возникновение структур коробления, detachmentов и надвигов в чехле, заведомо превосходящих по амплитудам перекрытие фундаментом осадочных толщ. На построенных разрезах горизонтальное перекрытие кайнозойских осадочных толщ породами фундамента в зоне ЮКР не превышает 0.5 км, что значительно меньше величины предполагаемого ранее надвигания палеозойских пород.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059) в ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р. Активная тектоника Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 2007, 72 с.

Арган Э. Тектоника Азии (доклад на Брюссельской XIII сессии МГК в 1922 г.). М., Л., ОНТИ НКТП СССР, 1935, 192 с.

Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН, 2017, т. 475, № 5, с. 571—575.

Бачманов Д.М. Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозеологические проблемы (Материалы IV Международного симпозиума). Бишкек, ИС РАН, 2009, с. 12—19.

Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника, 2008, № 3, с. 30—50.

Геологическая карта Киргизской ССР. М-б 1:500 000 / Ред. С.А. Игембердиев. Л., Мингео СССР, 1980.

Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 1. М., Недра, 1972, 280 с.

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М., Наука, 1982, 140 с.

Леонов М.Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника, 2012, № 6, с. 3—28.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов фундамента и ее роль в формировании современной морфоструктуры Северного Тянь-Шаня // Литосфера, 2016а, № 6, с. 5—29.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Полецук А.В., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника, 2016(б), № 4, с. 22—47.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня (Труды ГИН АН СССР, вып. 307). М., Наука, 1977, 172 с.

Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН Кыргызстана, 2003, № 4, с. 50—58.

Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их трансpressивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника, 2014, № 1, с. 29—61.

Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника, 2017, № 3, с. 31—50.

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника, 2014, № 3, с. 50—77.

Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических зондирований. М., Научный мир, 2011, 272 с.

Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // ДАН, 2016, т. 470, № 2, с. 215—218.

Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М., Наука, 1990, 180 с.

Тарасов С.А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1970, с. 52—68.

Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 313 с.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиздат, 1948, 223 с.

- Юдахин Ф.Н.** Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983, 247 с.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.** Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // *J. Geol.*, 2003, v. 111, p. 149—165.
- Cambell C.S.** Rapid granular flow // *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 1990 (22), p. 57—92.
- Carey S.W.** The Rheid concept in geotectonics // *Bull. Geol. Soc. Austr.*, 1954, № 1, p. 67—17.
- Cobbold P.R., Sadybakasov E., Thomas J.C.** Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien Shan, Central Asia // *Geodynamic evolution of sedimentary basins, International symposium* / Eds. N.E.F. Roure, V.S. Shein, I. Skvortsov. Technip, Paris., 1994, p. 181—202.
- Molnar P., Chen W.P.** Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // *Nature*, 1978, v. 273, p. 218—220.
- Park S.K., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R.** Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // *Tectonics*, 2003, v. 22 (2), p. 1—13.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.** *Microtectonics*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1996, 289 p.
- Rodi W.L., Mackie R.L.** Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // *Geophysics*, 2001, v. 66, p. 174—187.
- Suppe J.** Geometry and kinematics of fault-bend folding // *Am. J. Sci.*, 1983, v. 283 (7), p. 684—721.
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P. and Berger G.W.** Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // *J. Geophys. Res.*, 2002. v. 107 (7), p. 1—32.
- Yaeger H.M., Nagel S.R.** The physics of granular materials // *Physics Today*, 1996, April, p. 32—38.

*Рекомендована к печати 20 сентября 2017 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию 1 февраля 2017 г.,
после доработки — 3 августа 2017 г.*