

Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня*

Е. С. Пржиялговский¹, Ю. А. Морозов²,
М. Г. Леонов¹, А. К. Рыбин³, Е. В. Лаврушина¹

¹ Геологический институт Российской академии наук,
Российская Федерация, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук,
Российская Федерация, 123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10

³ Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке,
Кыргызстан, 720049, Бишкек-49

Для цитирования: Пржиялговский, Е. С., Морозов, Ю. А., Леонов, М. Г., Рыбин, А. К., Лаврушина, Е. В. (2020). Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (4), 760–781. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>

В статье приведены данные по строению зон перехода от областей относительного опускания (внутригорные впадины) к разделяющим их антиклинорным поднятиям. Геологические и геофизические данные, полученные авторами в последние годы в разных районах Северного Тянь-Шаня, рассматриваются и обсуждаются с целью сопоставления строения и эволюции ряда ключевых объектов. Сравнительный анализ тектонических зон «впадина/поднятие» в разных районах указывает на принципиальное сходство их строения. Подобные зоны градиентных вертикальных движений в структурном плане представляют собой зоны концентрированной деформации. Нами описаны ансамбли структур, формировавшиеся одновременно в осадочном чехле и в породах фундамента. Сходные черты строения рассмотренных объектов обусловлены общностью тектонической эволюции впадин и хребтов как элементов единой структуры активизации палеозойской складчатой области. В течение длительного периода (с олигоцена по плиоцен включительно) впадины Северного Тянь-Шаня развивались в условиях конседиментационного прогибания, вероятно, по типу пул-апарт-структур в широтно ориентированной области пластической сдвиговой деформации. Относительно спокойная тектоническая обстановка этого этапа находит отражение в литологии осадочных комплексов. Последующий этап, начавшийся около 3 млн лет назад, ознаменовался не только возникновением высокогорного рельефа и накоплением грубообломочных моласс, но и сменой тектонического режима на транспрессионный. Пластичный в целом изгиб поверхности фундамента в крутых бортах впадин, в той или иной мере осложненный сбросами, сопровождался формированием обширных детачментов и надвиго-складчатых структурных ансамблей в осадочном чехле впадин. При этом значительную пластичность, вопреки традиционным представлениям, демонстрируют объемы дезинтегрированных пород фундамента, в то время как внутри осадочного чехла латеральное давление бортовых уступов транслировались на многие километры внутрь впадин.

Ключевые слова: переходные зоны «впадина/поднятие», внутригорные впадины, пул-апарт-структуры, транспрессия, пластичные деформации фундамента, Северный Тянь-Шань.

* Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-10059) на Научной станции РАН в г. Бишкеке.

1. Введение

Изучение строения и эволюции осадочных бассейнов — одна из приоритетных задач современной геологии. Большое внимание при этом уделяется орогенным впадинам альпийского этапа, так как эти объекты наиболее ярко отражают современную геодинамику палеозойских складчатых областей.

Классическим объектом для изучения структуры и эволюции орогенных впадин является Северный Тянь-Шань, представляющий собой сегмент палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса, вовлеченный в новейший орогенез (рис. 1). Основным проявлением этого орогенеза являются мезозойско-кайнозойские межгорные и внутригорные впадины, выполненные платформенно-орогенными континентальными отложениями нижней юры (имеющими ограниченное распространение) и кайнозоя, залегающими на палеозойском фундаменте. Фундамент сложен вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами докембрия и палеозоя, среди которых преобладают гранитоиды позднеордовикского и раннесилурийского возраста. Принципиальное сходство разрезов кайнозоя во всех впадинах и палеонтологическое датирование комплексов позволяют достаточно уверенно коррелировать отложения между собой (Чедиа, 1973; Геология..., 1972, Бачманов и др., 2009). Не углубляясь в детали, разрез кайнозойского чехла рассмотренных впадин можно кратко охарактеризовать следующим образом.

На относительно маломощной глинисто-карбонатной пачке коктурпакской (сулутерекской, чонкурчакской) свиты P_{1-2} залегает красцветная терригенная толща киргизской (шамсинской, джетыгузской) свиты ($P_3? - N_1$) мощность кото-

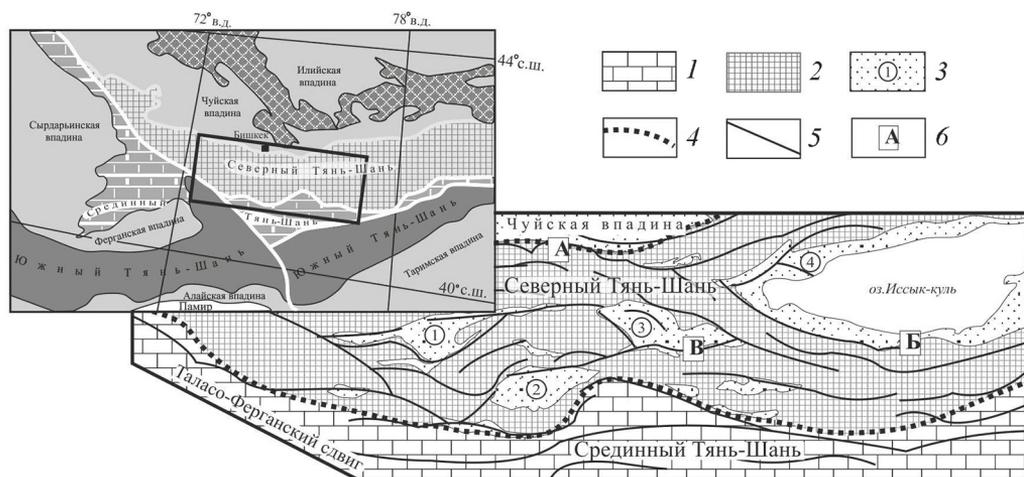


Рис. 1. Тектоническая схема Тянь-Шаня (врезка) и расположение альпийских межгорных впадин в структуре Северного Тянь-Шаня по (Tectonic..., 2014) с дополнениями авторов:

1 — область герцинид Среднего Тянь-Шаня; 2 — выходы пород (преимущественно гранитов ордовикско-силурийского возраста) каледонского фундамента Северного Тянь-Шаня; 3 — межгорные (Чуйская) и внутригорные впадины (цифрами в кружках обозначены: 1 — Сусамырская, 2 — Джумгалская, 3 — Кочкорская, 4 — Иссик-Кульская); 4 — границы тектонических областей; 5 — активные разломы; 6 — положение детальных участков, представленных на рис. 2–4: зон сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта (А), Иссик-Кульской впадины и Киргизского хребта (Б), Кочкорской впадины и Терской хребта (В)

рой в прогибах достигает 1 км. Выше согласно (местами трансгрессивно) залегают «палевые» песчано-глинистые и известковые отложения (N_{1-2}) Тяньшаньского комплекса мощностью до 3–3.5 км, заметно различающиеся по литологии в разных районах и относимые к свитам с местными названиями. Завершают разрез конгломераты и суглинки шарпылдакской свиты Q_1 (мощностью до 1.5 км) и вышележащие рыхлые четвертичные отложения. (В современной редакции шарпылдакская свита относится к нижнему плейстоцену: в свете рекомендаций Исполнительного комитета Международного союза геологических наук с 2009 г. отложения гелазия с возрастом 2.588–1.806 млн лет, ранее относимые к верхнему плиоцену, теперь, как и более молодые отложения, считаются четвертичными.)

В настоящее время общепризнано, что позднеальпийская тектоническая активизация эпипалеозойской платформы Тянь-Шаня связана с коллизией Индийской и Азиатской плит, однако механизм возникновения орогенных впадин до сих пор трактуется по-разному. Превалирует точка зрения о ведущей роли горизонтального сжатия на всех этапах альпийского тектогенеза (Thompson et al., 2002; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006; De Grave et al., 2007; Macaulay et al., 2013 и мн. др.), однако, по мнению других исследователей (Миколайчук и др., 2003; Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; Trifonov et al., 2008; Morozov et al., 2014; Leonov et al., 2018 и др.), сокращение ширины складчатого пояса не было перманентным и роль сжатия в деформациях и орогенезе завышена. Характерная ромбовидная форма и взаимное расположение крупных впадин Тянь-Шаня восточнее Таласо-Ферганского разлома (см. рис. 1, зона Б) позволяют рассматривать их в качестве конседиментационных пул-апарт-структур в единой субширотной зоне сдвигового течения (Morozov et al., 2014; Леонов и др., 2016).

Предполагается, что сложная современная структура коры и верхней мантии Тянь-Шаня, определенная по геофизическим данным, отражающая процессы изменения состояния пород и перераспределения вещества внутри отдельных слоев литосферы на неотектоническом этапе, объясняет неравномерность изостатической компенсации и различие динамических обстановок (в частности, проявление горизонтального растяжения) в разных сегментах Тянь-Шаня (Юдахин, 1983). В последние годы обсуждаются возможные геотектонические модели орогенеза и деформаций Тянь-Шаня, предполагающие перетекание масс внутри отдельных слоев литосферы, изменение плотности и реологии пород (Trifonov et al., 2008; Leonov et al., 2018), некоторые идеи таких моделей были выдвинуты ранее и остаются востребованными до сих пор (Argand, 1924; Макаров, 1977; Юдахин, 1983).

И все же, учитывая современное глубинное строение, широкое развитие складчато-надвиговых структурных ансамблей в верхнекоровых комплексах и современный рельеф, в большинстве моделей не оспаривается, что на поздних этапах морфоструктурной эволюции на коровом уровне превалировал режим сжатия или транспрессии. Однако многочисленные структурные и литологические признаки свидетельствуют о том, что режим более ранней (и более длительной?) стадии прогиба и седиментации отвечал иным динамическим условиям. Подобная смена режимов (basin inversion) характерна для многих осадочных бассейнов, ее причины могут иметь общую тектоническую подоплеку. Применительно к Тянь-Шаню проблема смены тектонических режимов на протяжении альпийской истории обсуждалась с начала его геологического изучения. Обширный обзор наиболее ран-

них эволюционных представлений сделан С. С. Шульцем (1948), который, выделяя киргизский (включая в ранней редакции киргизскую и коктурпакскую свиты) и тяньшанский комплексы отложений, придавал им значение платформенного и орогенического. Модели, предполагающие обстановку растяжения на этапе заложения внутригорных впадин Тянь-Шаня, обосновывались многими исследователями по независимым критериям и признакам, например (Юдахин, 1983; Миколайчук и др., 2003; Vazhenov and Mikolaichuk, 2004; Tychkov et al., 2008) и др.

Помимо проблем морфоструктурной эволюции, мало изучены вопросы о характере альпийских деформаций и их структурном проявлении в докембрийско-палеозойском комплексе пород фундамента, а также о взаимосвязи структур фундамента и чехла. В этом аспекте важнейшим является изучение переходных зон от областей *относительного опускания* (впадины) к областям *относительного воздымания* (поднятия), поскольку в тектонопаре «впадина/поднятие» наиболее полно представлены структурные парагенезы и наиболее очевидно проявляются все фазы и режимы деформаций осадочного чехла, а также преобразования пород фундамента, связанные с альпийским этапом.

2. Фактический материал

Для решения перечисленных задач рассматривается и сопоставляется геологическое строение зон перехода от депрессий к антиклинорным поднятиям в пределах южных бортов Иссык-Кульской, Чуйской и Кочкорской впадин. В последние годы авторами статьи для этих районов получены новые структурно-геологические и геофизические данные, позволяющие пересмотреть и уточнить некоторые представления об их строении и тектонической эволюции.

2.1. Зона сопряжения Чуйская впадина — хребет Киргизский

Чуйская впадина, выполненная отложениями кайнозоя, является асимметричной синклиналию с пологим северным крылом и резко вздыбленным южным, где она сочленяется с антиклинорным выступом палеозойского фундамента — Киргизским хребтом. Новейшие деформации в осадочном чехле и породах палеозойского фундамента проявлены на границе «впадина/поднятие» в полосе шириной около 15 км — так называемой Южночуйской зоне концентрированной деформации (Леонов и др., 2016). Представления о структуре этой зоны изменялись от системы субпараллельных взбросов (надвигов) и сопряженных с ними изгибов поверхности фундамента (Шульц, 1948; Садыбакасов, 1972; Чедия, 1973; 1986; Миколайчук и др., 2003) до веерной системы надвигов, обычно сливающихся на глубине в один (Bullen et al., 2003; Thompson et al., 2002; Современная... 2005). Некоторые детали строения остаются дискуссионными и раскрываются при детализации структурных работ.

Контакт палеозойского фундамента и дочетвертичных отложений чехла в целом протягивается субширотно — в основании главного уступа Киргизского хребта, вдоль крутой флексуры борта впадины (рис. 2). В долинах рек Аксу, Ала-Арча, Чонкурчак наблюдается стратиграфические залегания палеогеновых отложений на коре выветривания палеозойских пород (Чедия, 1973; 1986; Mikolaichuk et al.,

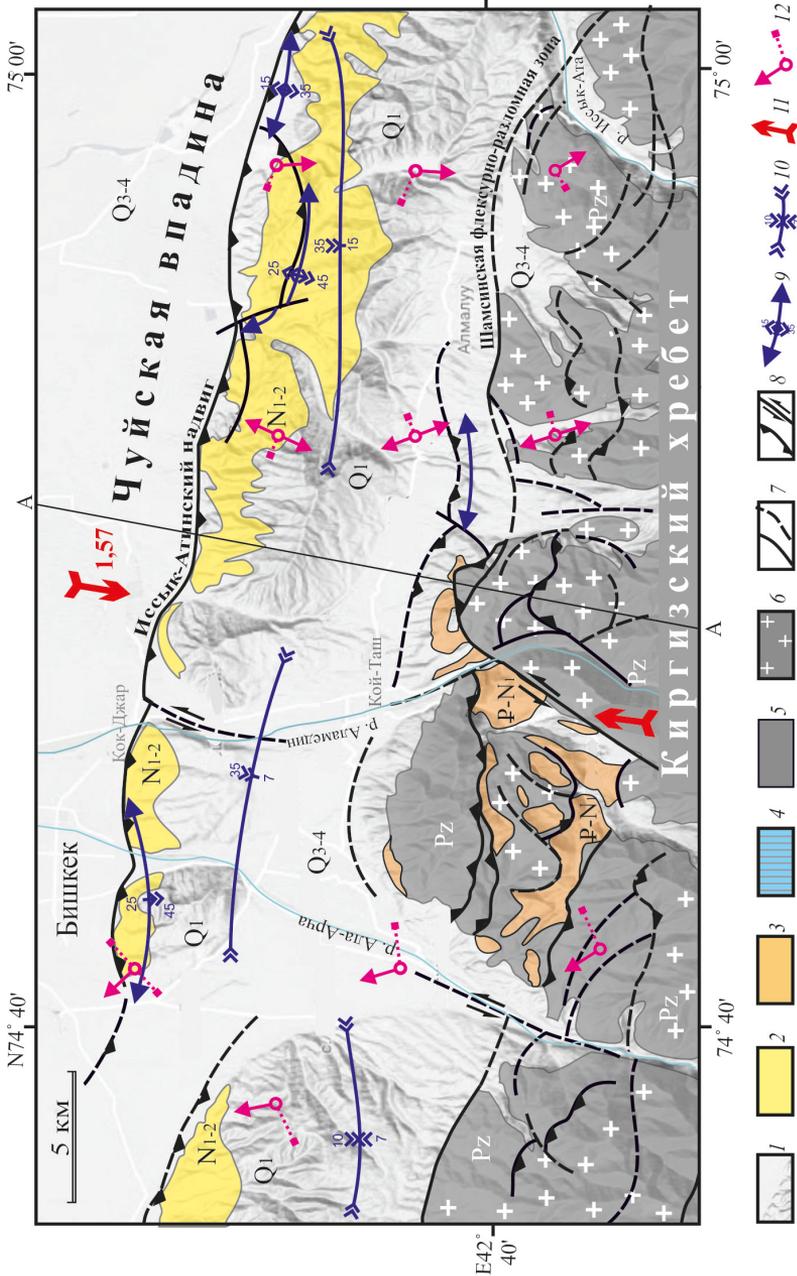


Рис. 2. Структурно-геологическая схема (кайнозойские структуры) переходной зоны Чуйская впадина — Киргизский хребет, сегмент Ала-Арча — Иссык-Ата.

Условные обозначения к рис. 2–4: 1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения (чуйская свита и ее аналоги); 3 — палеоген-нижнемиоценовые отложения (киргизская и коктурпакская свиты); 4 — нижнеюрские отложения (на рис. 3); 5 — рифейские и палеозойские породы; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — разломы (пунктиром обозначены предполагаемые разломы и зоны трещиноватости); 8 — кинематика разломов (надвиги, свиты); 9 — оси антиклиналей (цифрами обозначены наклон крыльев, град.); 10 — оси синклиналей; 11 — векторы среднегодового относительного сближения впадин и хребтов (мм/год) (Зубович и др. 2004; Пржиялговский и Кузиков, 2015); 12 — горизонтальные проекции главных осей напряжений, обобщенные с окном усреднения по латерали 0,05 для мелкофокусных (0–15 км) сейсмических очагов (Rebetsky et al., 2016): сплошная линия со стрелкой — ось максимального сжатия, пунктир — ось максимального растяжения

2003; Леонов и др., 2016; Przhivalgovskii and Lavrushina, 2017). Восточнее долины р. Аламедин уступ кровли фундамента со стратиграфически залегающим на нем кайнозойским чехлом осложнен кулисно расположенными разрывными нарушениями, которые объединяются под названием Шамсинский разлом. В ордовикских гранитах, преобладающих в фундаменте, разлом выражен малоамплитудными смещениями разноразмерных блоков, причем тектонической переработкой охвачена широкая (до 500 м) зона дезинтеграции пород (Пржиалговский и Кузиков, 2015), которая прослеживается на глубину в несколько километров низкоомной областью на профиле МТЗ (Rybin et al., 2016). Параллельно борту впадины в области низких предгорий протягивается полоса деформаций, геоморфологически выраженная грядой холмов, где неогеновые и нижнеплейстоценовые слои чехла смяты в складки или моноклиально падают к югу. Северным ограничением этой зоны деформаций служит Иссык-Атинский надвиг. Предположение о слиянии Иссык-Атинского надвига и Шамсинской разломной зоны на глубине (Bullen et al., 2003) не находит подтверждения в геофизических данных и результатах бурения (Чедиа, 1973; Миколайчук и др., 2003).

Полученные в последние годы новые морфоструктурные данные (Thompson et al., 2002; Современная..., 2005; Przhivalgovskii and Lavrushina, 2017) и результаты трекового датирования апатита (Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006) позволяют детализировать представления о строении Южночуйской зоны деформаций, уточнить временные рубежи формирования главных структур. В олигоцене — начале миоцена возникает сопряженная тектоническая пара Чуйская впадина — Киргизский хребет, которая однотипно развивалась вплоть до конца плиоцена. В течение этого времени в постепенно углубляющемся прогибе на пенепленизированной поверхности фундамента накапливалась толща континентальных осадков, суммарная мощность которых достигает 3.5 км. По-видимому, граница бассейна с незначительными вариациями, выраженными трансгрессиями и регрессиями, располагалась около современной границы впадины или чуть южнее нее. Быстрый подъем и эксгумация палеозойского основания Киргизского хребта в районе Ала-Арчи 11.5–10.5 млн лет назад, фиксируемые методом трекового датирования апатита (Bullen et al., 2003, Sobel et al., 2006), находят отражение и в составе синхронных отложений во впадине — в появлении грубообломочных пачек в верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях. По литологическим признакам устанавливается компенсированный в целом характер прогибания дна бассейна при умеренной расчлененности палеорельефа, а трансгрессивный характер залегания неогеновой толщи свидетельствует о расширении площади седиментационного бассейна (Геология..., 1972; Чедиа, 1973; Миколайчук и др., 2003).

Структурно-морфологическое оформление современного облика бортовой зоны произошло в раннем плейстоцене. Около 2.5 млн лет назад начинается формирование современного высокогорного рельефа (Trifonov et al., 2008), скорость эрозии палеозойских пород Киргизского хребта увеличивается (Bullen et al., 2003) и после некоторого перерыва (Миколайчук и др., 2003) формируются мощные молассы шарпылдакской свиты, залегающие в пределах предгорий несогласно на нижележащих отложениях. К началу формирования моласс и в процессе их накопления поверхность фундамента была S-образно изогнута, дочетвертичные отложения чехла складчато деформировались или приобретали крутой наклон на склоне

растущего хребта. Деформации в интенсивно дезинтегрированных породах палеозойского фундамента проявлялись в виде рассредоточенных смещений на границах разноразмерных блоков без образования амплитудных разломов (Пржиялговский и Кузиков, 2015; Przhialgovskii and Lavrushina, 2017). На некотором удалении от перманентно воздымающегося крутого борта (Трофимов, 1973; Thompson et al., 2002) как результат давления масс палеозойских пород внутри впадины возник Иссык-Атинский надвиг, сохранивший активность до настоящего времени (Thompson et al., 2002; Современная..., 2005) и сопряженные с ним складки коробления слоев осадочного чехла.

Кулисное расположение надвигов и осей складок чехла соответствует слабовыраженному правостороннему смещению вдоль широтно ориентированных главных структур и в целом указывает на транспрессионную обстановку позднеорогенного этапа. Аналогичная кинематика относительного смещения реперов, расположенных в пределах впадины и на склонах Киргизского хребта, определяется С. И. Кузиковым (Пржиялговский и Кузиков, 2015) по результатам многолетнего геодезического GPS-мониторинга (см. рис. 2). В эту же кинематическую схему укладываются преобладающие СЗ-ориентировки оси максимального сжатия (в обстановке горизонтального сдвига), определенные в очагах землетрясений (Rebetsky et al., 2016).

2.2. Зона сопряжения Иссык-Кульская впадина — хребет Терской-Алатоо

Иссык-Кульская впадина также в основном выполнена кайнозойскими отложениями, суммарная мощность которых, по данным сейсмопрофилирования, в центральной части достигает 4.5 км (Юдахин, 1983) и резко уменьшается в бортовых частях. В обрамлении впадины преобладают раннепалеозойские гранитоиды, слагающие горные хребты Кунгей-Алатоо и Терской-Алатоо. Объектом детального изучения был южный борт впадины в районе с. Каджи-Сай (рис. 3). На этом участке палеогеновые и неогеновые отложения (среди последних заметную роль играют грубообломочные разности) подстилаются глинисто-алевролитовыми угленосными отложениями J_{1-2} незначительной мощности, залегающими на выветрелой поверхности палеозойских гранитов и сланцев. В зоне перехода от Иссык-Кульской впадины к антиклинорию Терской-Алатоо контакт фундамент/чехол и поверхность мезозойского пенеплена, частично сохранившегося на склоне антиклинория, полого погружаются к северу. Эта наклонная поверхность нарушена ступенями со встречным (южным) падением крутых тектонических уступов по разрывам и зонам трещиноватости, разбивающим гранитный массив на блоки. Линзовидно-овоидные формы блоков в плане, дискретность систем трещиноватости в разных блоках, дробление и тектонические смещения по их границам, вогнуто-выгнутая поверхность блоков-ступеней — все это и другие данные (Leonov et al., 2016) указывают на проявление процессов объемного катаклаза и течения в гранитном фундаменте. Крупные складки в чехле конформно повторяют изгибы поверхности пенеплена. В предгорной полосе отложения чехольного комплекса залегают на вогнутой ступени в виде синклинали, очерченной по краю выходами юрских и раннепалеогеновых отложений. Ось складки протягивается субширотно, косо отходя от контакта

с фундаментом в западном направлении. В южном пологом крыле слои залегают моноклинально с углами наклона 30–40°. Северным ограничением синклинали служит гребневидная антиклиналь — складка нагнетания над уступом фундамента. В ядре антиклинали обнажаются дисгармонично смятые юрские глинистые отложения, а на некоторых участках — выветрелые граниты фундамента. Геологическое изучение выступов гранитов показало, что на данном участке они имеют протрузивные контакты с вышележащими осадочными отложениями (Leonov et al., 2016). Протрузии гранитов вытянуты цепочкой вдоль оси складки и слагают валообразные выступы шириной 10–20 м. Столь небольшие размеры протрузий объясняются интенсивностью тектонической дезинтеграции пород, претерпевших предшествующую минеральную и структурную перестройку в зоне гипергенеза.

Севернее описанной зоны деформаций по сейсмическим данным (Юдахин, 1983) поверхность гранитного фундамента и слои вышележащего чехла образуют крутой флексурный изгиб высотой более 1 км, в основании которого можно предполагать надвиг. Именно эта зона наиболее градиентных деформаций поверхности фундамента является сегментом главного Предтерской (Тосорской) сдвиго-надвига (Чедия и др., 1988), который хорошо обнажен восточнее. Над уступом и далее к северу отложения чехла залегают трансгрессивно, верхние пачки разреза почти не деформированы, полого наклонены к центру впадины, тем не менее отмечаются структурные и морфологические признаки незначительных послонных смещений как сбросового, так и надвигового типа к югу. Простирающие осей складок и смещения по разломам не позволяют однозначно определить направление сдвиговой компоненты на рассмотренном отрезке Предтерской зоны новейших деформаций, однако для общей сдвиго-надвиговой структуры южного борта Иссык-Кульской впадины устанавливается левосторонняя составляющая (Чедия и др., 1988; Buslov et al., 2003; Macaulay et al., 2013). Обработанные данные геодезического GPS-мониторинга за 1995–2003 гг. (Зубович и др., 2004) указывают на сближение Иссык-Кульской впадины с антиклинорием Терской-Алатоо со средней скоростью 2,9 мм в год по направлению ЮЗ — СВ (см. рис. 3), что предполагает обстановку транспрессии на их границе на современном этапе.

2.3. Зона сопряжения Кочкорская впадина — хребет Терской-Алатоо

Кочкорская впадина имеет меньший размер (примерно 50 × 30 км), вытянута в широтном направлении и в рельефе соответствует высокогорной котловине. С севера она обрамлена отрогами Киргизского хребта, с юга — хребта Терской-Алатоо высотой более 4 км. В поперечном разрезе впадина асимметрична; по данным сейсмопрофилирования (Юдахин, 1983), прогиб достигает наибольшей глубины (до 3 км) в южной части. Осадочный разрез начинается с красноцветов киргизской олигоцен-миоценовой свиты, а наибольшую мощность имеют неогеновые отложения тяньшаньского комплекса, выделенные здесь как кочкорская свита. Эти отложения представлены в основном озерными осадками: пестрыми по окраске алевролитами, глинами, суглинками с подчиненным количеством прослоев мергелей и гравелитов, а также линзами гипсов и солей. Миоцен-плиоценовый возраст данной толщи уверенно подтвержден многочисленными датировками растений,

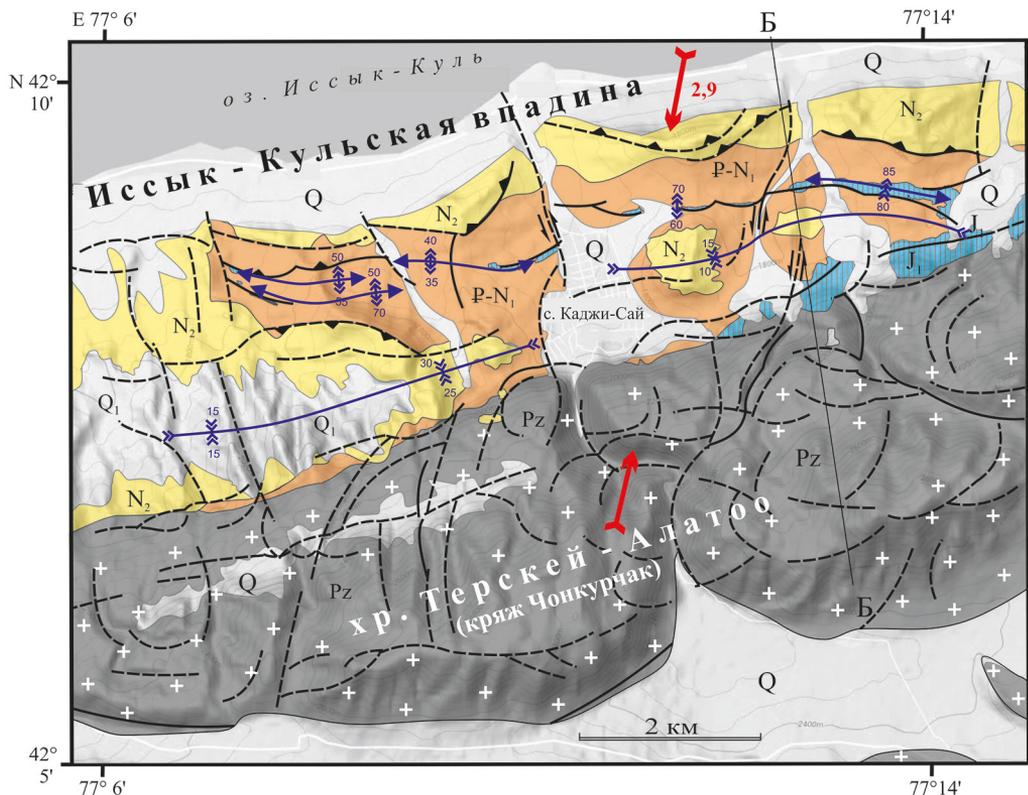


Рис. 3. Структурно-геологическая схема переходной зоны Иссык-Кульская впадина — хр. Терсей-Алатао, с использованием данных (Leonov et al., 2016).

Условные обозначения: см. рис. 2

моллюсков, остракод, насекомых, костей рыб, птиц и млекопитающих (Геология..., 1972; Дмитриева и Несмеянов, 1982; McLaughlin, 2018). В результате комплексного геолого-геофизического изучения строения южной бортовой зоны Кочкорской впадины, проведенного в последние годы, были получены новые данные о ее тектонической и глубинной геоэлектрической структуре (Bataleva et al., 2017; Przhivalgovskii et al., 2018). Была определена морфология систем разломов, главными из которых являются Южно-Кочкорский и Акчопский, и ориентировка складок в кайнозойском осадочном комплексе (рис. 4). С целью детализации складчато-разломной структуры осадочного комплекса в плане и на поперечных сечениях в хорошо обнаженном разрезе западнее р. Джуанарык было выделено 10 литологически различающихся пачек пород, первая из которых представлена красноцветами киргизской свиты (P3–N1), а вышележащие относились к кочкорской (N1-2) и, по-видимому, шарпылдакской свитам (Q₁). Выделенные пачки, несмотря на некоторую фациальную изменчивость, были прослежены на всей исследованной площади южного борта впадины, что позволило описать строение переходной зоны антиклинорий Терсей-Алатао — Кочкорская впадина на карте и четырех взаимосвязанных поперечных разрезах (Przhivalgovskii et al., 2018). На рис. 5, в представлен один из разрезов восточного сегмента зоны, частично продублированный профилем МТЗ.

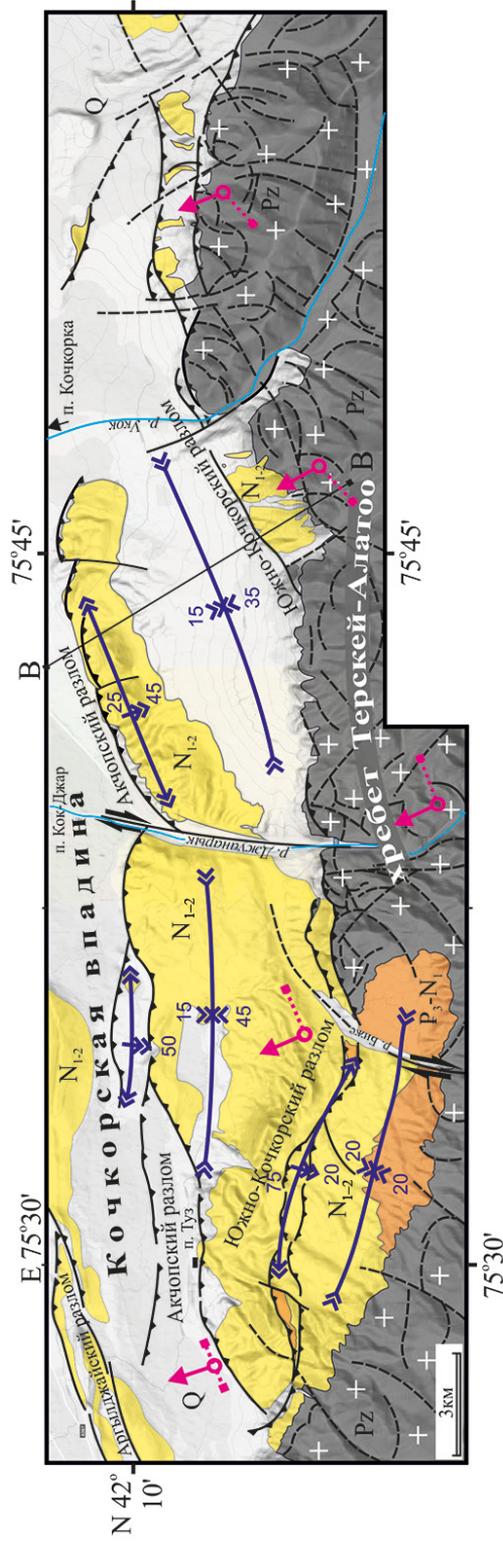
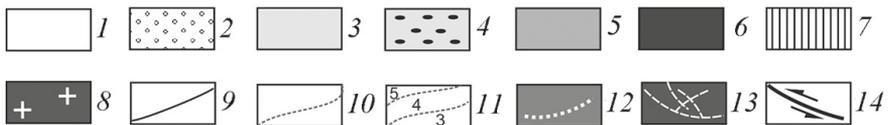
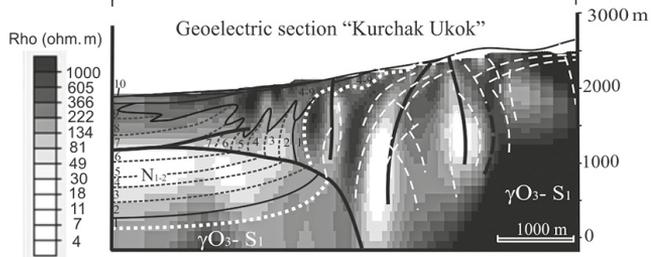
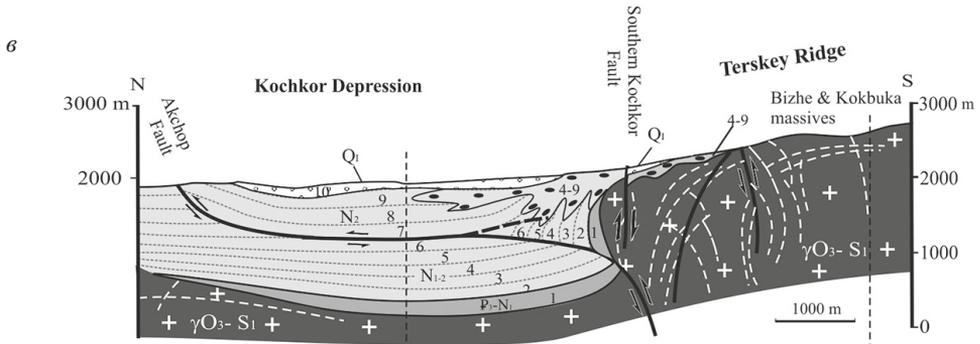
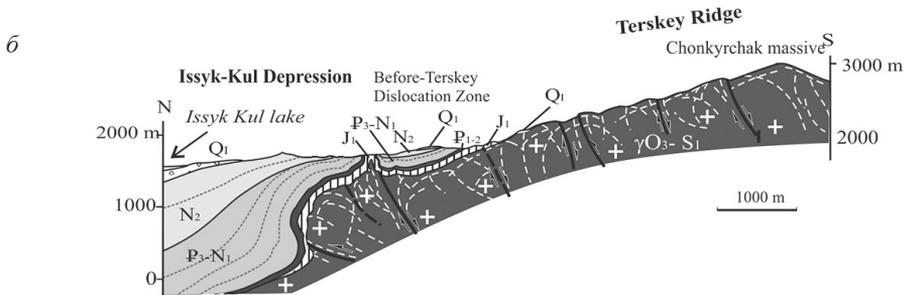
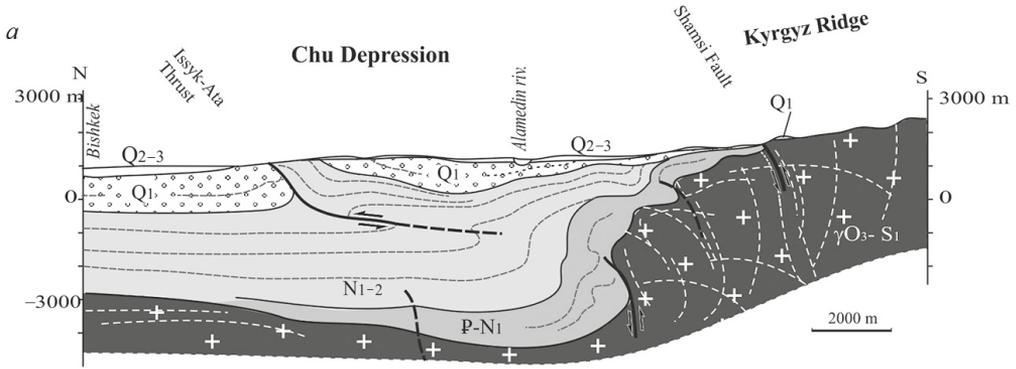


Рис. 4. Структурно-геологическая схема переходной зоны Кочкорская впадина — хр. Терсей-Алагоо, по (Przhiyalgovskii et al., 2018) с дополнениями.
 Условные обозначения: см. рис. 2



Как и в других описанных впадинах, поверхность гранитного фундамента в ее южном борту (в Южно-Кочкорской зоне деформаций) образует крутую флексуру, осложненную разрывными нарушениями. Общая амплитуда флексуры составляет 1.5–2 км; определенные суммарные смещения по взбросам не превышают 700 м. Зона деформаций в неогеновых отложениях, расположенная внутри впадины в 4–6 км севернее ее границы, приурочена к выходу на поверхность протяженного пологого detachmenta, по которому в северном направлении смещены 4 верхние пачки неогеновых отложений. На склоне Терсей-Алатоо (в этом разрезе и восточнее) неогеновые отложения (пачки 4–9) представлены нерасчлененной, преимущественно грубообломочной толщей, в которой найдены кости миоценовых и плиоценовых млекопитающих (McLaughlin, 2018).

Складчатые деформации в чехле датируются концом плиоцена по структурному несогласию в подошве десятой валунно-галечной пачки осадочного чехла (Q_1). Акчопский надвиг остается активным и на современном этапе: подвижки в течение всего квартера в его фронте были установлены по смещению разновозрастных аллювиальных террас (Thompson et al., 2002). В целом структурные индикаторы свидетельствуют о незначительной правосторонней сдвиговой составляющей смещений по широтным разломам на позднеорогенной стадии в условиях преобладающего меридионального сжатия (Przhiyalgovskii et al., 2018).

3. Общие черты строения переходных зон «впадина/поднятие»

Сопоставление поперечных разрезов бортовых зон впадин в рассмотренных сегментах свидетельствует о принципиальном сходстве их строения и эволюции (рис. 5).

1. Область градиентных вертикальных движений на границе «впадина/поднятие» в морфологическом плане представляет собой зону крутого ступенчатого уступа, а в тектоническом — зону концентрированной деформации, включающей флексурный $S(Z)$ -образный изгиб поверхности фундамента, в разной степени осложненный взбросами, и складчато-надвиговые структуры в кайнозойском осадочном чехле.

2. Сложная форма локальных купольных и валообразных выступов гранитов, которые иногда протрузивно прорывают слои кайнозойского осадочного чехла, отражает механизм деформаций масс дезинтегрированных пород — вязко-пластич-

Рис. 5. Поперечные геологические разрезы переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня: Чуйская впадина — Киргизский хр. (а), Иссык-Кульская впадина — Терсей Алатоо, по (Leonov et al., 2016) (б), Кочкорская впадина — Терсей Алатоо (в). Разрез в частично продублирован (нижний рисунок) геоэлектрическим профилем (Bataleva et al., 2017), значения удельных сопротивлений на шкале слева:

1 — рыхлые четвертичные отложения (Q_{2-3}); 2 — шарпылдакская свита (Q_1); 3 — тяньшаньский комплекс (N_{1-2}); 4 — присклоновые грубообломочные фации тяньшаньского комплекса (N_{1-2}); 5 — киргизская свита (P_3-N_1); 6 — коктурпакская свита (P_{1-2}); 7 — угленосная пачка (J_{1-2}); 8 — гранитоиды палеозойского фундамента (γO_3-S_1); 9 — геологические границы; 10 — горизонты осадочного чехла; 11 — номера пачек осадочного разреза в Кочкорской впадине по (10); 12 — положение кровли фундамента на профиле МТЗ; 13 — зоны трещиноватости в гранитах фундамента (обобщенно); 14 — главные разломы и направления смещений

ное тектоническое течение, условия проявления которого обсуждаются в (Леонов и др., 2018). К структурам альпийской переработки пород палеозойского фундамента относятся широкие зоны разноуровневой дезинтеграции в гранитах (в частности, на микро- и мезоуровнях), детально описанные в разных районах Северного Тянь-Шаня (Леонов и др., 2016; Leonov et al., 2016; Przhivalgovskii and Lavrushina, 2017; Przhivalgovskii et al., 2018). Это является причиной кардинального изменения реологических свойств гранитов и всего комплекса пород фундамента. Малоамплитудные тектонические подвижки в гранитах отмечаются на границах блоков линзовидной или овоидной формы, размерность которых увеличивается по мере удаления от зон градиентных тектонических движений на границе с впадинами.

3. На удалении от крутого борта, параллельно ему, в осадочном чехле внутри большинства впадин отмечается полоса надвиго-складчатых структур, выраженная в рельефе холмистой грядой (адырами). Эти деформации формально являются бескорневыми, так как проявляются лишь в верхних слоях осадочного чехла и слабо связаны со структурой нижележащих слоев чехла и поверхности фундамента. Деформационные зоны маркируют фронтальные части обширных внутрислоевых срывов-детачментов, амплитуды смещения по которым часто превышают 1–1.5 км, а корневые части могут протягиваться до основания главного флексурно-взбросового уступа на границе «впадина/поднятие». Во многих разрезах видно, что детачменты и надвиги внутри впадин превосходят по амплитуде взбросы, осложняющие пластичный изгиб кровли фундамента в борту впадин, и не всегда имеют непосредственную связь с последними. Это указывает на механизм деформаций в верхних слоях осадочного чехла как результата латерального давления флексурного изгиба борта впадины и, лишь отчасти, взбросовых смещений. Складки и надвиги в чехле — наиболее молодые структуры, возникшие на рубеже неогена и квартера и продолжающие унаследованно развиваться на современном этапе (Трофимов, 1978; Thompson et al., 2002; Современная..., 2005; Пржиялговский и Кузиков, 2015).

4. В формировании общей структуры осадочного чехла отчетливо проявляются два этапа — этап конседиментационного прогибания бассейнов и этап деформаций в обстановке сжатия (с сопутствующими орогенезом и денудацией). Главное угловое структурное несогласие, повсеместно проявившееся в разрезах кайнозойских отложений на границах «впадина/поднятие», приурочено к подошве шарпылдакской свиты (Q₁). Интенсивные деформации, выразившиеся складками (в частности, сжатыми, запрокинутыми) и разрывными нарушениями (преимущественно надвигами) в осадочном чехле, впервые проявились только на границе неогена и квартера. Редкие незначительные несогласия внутри палеоген-неогеновой толщи, по-видимому, в основном имеют седиментационный характер. Деформациями охвачены все палеогеновые и неогеновые отложения осадочного чехла, включая самые верхние.

5. Судя по увеличению мощностей пачек осадочного разреза в локальных прогибах, смещенных, как правило, к крутому борту впадин, а также учитывая данные по источникам сноса (Дмитриева и Несмеянов, 1982, Бачманов и др., 2009), времени эксгумации палеозойских пород (Bullen et al., 2003; De Grave et al., 2007; Sobel et al., 2008; Mascallay et al., 2013) и изменению уровней аллювиальных террас (Трофимов, 1973; Чедия, 1986; Thompson et al., 2002), можно утверждать, что изученные в пределах Северного Тянь-Шаня границы «впадина/поднятие» являлись зонами

контрастных вертикальных смещений и изгиба поверхности фундамента начиная с конца палеогена по настоящее время. Вещественный состав и гранулометрия отложений свидетельствует о двух принципиально различных по тектоническому режиму этапах развития. Отложение киргизской свиты и Тяньшаньского комплекса, несмотря на заметные различия в составе и окраске пород, происходило в условиях практически непрерывного прогибания ложа внутриконтинентальных депрессий, в основном компенсированного осадками, при слабой или умеренной выраженности рельефа. Резко варьирующие по мощности толщи грубообломочных и глинистых отложений шарпылдакской свиты (возможно, включающих гелазий) накапливались в условиях высокогорного рельефа, интенсивной эрозии поднятий-хребтов и сокращения ширины областей седиментации (Чедиа, 1973; 1986).

4. Эволюция структур палеозойского фундамента и кайнозойского чехла

Сходные черты строения рассмотренных зон градиентных тектонических движений на границе «впадина/поднятие» обусловлены общностью тектонической эволюции впадин и хребтов внутри обширного района Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома как элементов единой структуры активизации палеозойской складчатой области. После длительного периода выравнивания палеозойского основания, завершившегося накоплением на пенеплене маломощных палеоцен-эоценовых отложений коктурпакской свиты, наметились контуры бассейнов, заполнявшихся континентальными, преимущественно терригенными, отложениями и разделяющих их относительно приподнятых областей денудации, контуры которых несколько изменялись. С олигоцена (или начала миоцена) и по плиоцен включительно в кайнозойских впадинах Северного Тянь-Шаня, так же как и в расположенных южнее «линии Николаева» впадинах, накопились многокилометровые толщи осадочных пород. Отсутствие структурных несогласий в палеоген-неогеновых отложениях, литология осадочных комплексов (в частности, редкость пачек грубообломочных или хаотических пород) и трансгрессивный характер седиментации указывают на преобладание процессов прогибания и незначительную расчлененность палеорельефа. Сдвиговые и сбросовые деформации пенепленизированной поверхности фундамента, вертикальная амплитуда которых увеличивалась одновременно с увеличением мощности кайнозойского чехла, носили сглаженно-блоковый и складчатый характер (Макаров, 1977). Описанные выше изгибы кровли фундамента гранитов с вышележащим чехлом указывают на значительную объемную пластичность пород палеозойского фундамента. Для этого этапа отчетливо фиксируется «приспособление» новой сети линейных зон градиентных вертикальных и сдвиговых смещений к главным швам и разломам палеозойского пояса (см. рис. 1), что отмечалось многими исследователями и находит подтверждение в независимо полученных новых данных, например (Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; Macaulay et al., 2013).

Ю. А. Морозовым (Morozov et al., 2014) теоретически обосновано и экспериментально продемонстрировано, что изначально единый осадочный бассейн Нарынской и Атбашинской впадин заложился как пул-апарт-структура в зоне сдвиговой пластической деформации в обстановке транстенсии. В выводах авторы статьи особо подчеркивают, что столь крупный и глубокий прогиб (изначально объеди-

няющий обе названные впадины) не мог формироваться в обстановке горизонтального сжатия или транспрессии. Все выводы авторов указанной статьи можно применить к морфологически сходным внутригорным бассейнам Северного Тянь-Шаня. Кулисное расположение наиболее крупных впадин, имеющих линзовидную или ромбовидную формы, и северо-восточная ориентировка наиболее глубоких прогибов их ложа по геофизическим данным (Макаров, 1977; Юдахин, 1983) соответствуют левосторонней кинематике движений.

Обстановке растяжения вполне отвечает умеренная расчлененность и высотность рельефа, как на этапе накопления олигоцен-миоценовых (киргизских), так и миоцен-плиоценовых (тяньшаньских) отложений. В неогене форма бассейнов седиментации несколько видоизменялась, однако их площади в целом увеличивались (Чедиа, 1973; Бачманов и др., 2009). Отсутствие конседиментационных складок и надвигов, значимых структурных несогласий также указывает на обстановку регионального растяжения. Эти и другие признаки позволяют некоторым исследователям предполагать рифтогенную природу всех или некоторых прогибов (Христов, 1978; Юдахин, 1983; Миколайчук и др., 2003 и др.).

К концу миоцена некоторые разделяющие бассейны хребты (например, Терскей-Алатоо в его центральной части) были достаточно высоки, подвергались эрозии и заметно влияли на состав прибортовых отложений. К концу плиоцена число и площадь хребтов увеличивается, о чем свидетельствуют постепенное увеличение объема грубообломочных отложений в верхних частях разрезов многих впадин и близость источников сноса (Бачманов и др., 2009). На всей территории Тянь-Шаня 8–11 млн лет назад широко проявились процессы эксгумация палеозойского фундамента (Sobel et al., 2006; De Grave et al., 2007; Macaulay et al., 2013 и др.), хотя некоторые бассейны все еще увеличивались по площади (Миколайчук и др., 2003 и др.). Несмотря на то что имеются несомненные признаки активизации орогенных процессов в последние 3 млн лет (Трофимов, 1973; Чедиа, 1986; Bullen et al., 2003; Миколайчук и др., 2003; Sobel et al., 2006; Trifonov et al., 2008), многие исследователи считают, что около 10 млн лет назад (с вариациями в разных районах), то есть во второй половине миоцена, на Тянь-Шане начался период интенсивного орогенеза и складчатости, который продолжается поныне (Thompson et al., 2002; Buslov et al., 2003; De Grave et al., 2007; Macaulay et al., 2013). Не углубляясь в дискуссию о значении и протяженности «переходного» периода, разделяющего этапы с разными тектоническими режимами, подчеркнем структурно-тектонический критерий этого рубежа. Кардинальная смена динамических режимов ознаменовалась возникновением надвиговых структур, складчатыми деформациями и денудацией отложений кайнозойского чехла.

Время начала поздней фазы устанавливается по угловому несогласию в подошве грубообломочных молассовых отложений шарпылдакской свиты, возраст которой, очевидно, несколько различается в разных районах (Чедиа, 1973; Уткина, 1988), но по современной стратиграфической номенклатуре, уточненной в 2009 г., в любом случае ограничивается началом квартера (гелазием). С учетом предполагаемого незначительного перерыва в седиментации (около 0.5 млн лет), определенного по палеомагнитным и палеонтологическим данным (Миколайчук и др., 2003), можно считать рубежом смены тектонических режимов границу неогена и квартера (в редакции 2009 г. Международной стратиграфической комиссии).

Начиная с этого рубежа относительно спокойная тектоническая обстановка сменяется орогенной фазой, в течение которой возникает высокогорный рельеф, активизируются эрозионные процессы, депрессии заполняются грубообломочными молассами и в зонах концентрации деформаций формируется взаимосвязанный ансамбль тектонических структур в осадочном чехле и фундаменте. Периферические части бассейнов в это время испытали инверсию, вовлекаясь в поднятие растущими хребтами (Чедия, 1986).

Пластичные деформации поверхности фундамента и протрузии в крутых бортах впадин, отчасти дополняемые локальными взбросами и надвигами, отражают процесс вертикально-горизонтального перераспределения дезинтегрированных палеозойских пород. Изгибание поверхности фундамента сопровождалось формированием обширных детачментов и «бескорневых» надвиго-складчатых структурных ансамблей во внутренних частях впадин, для которых сейчас используются термины «тонкокожая» или «толстокожая» тектоника, в зависимости от прослеженности надвигов в фундаменте. Возникновение подобных структур чаще связывается с расщеплением крупных надвигов корового ранга в приповерхностной области на крутую и пологую ветви, первая из которых морфологически выражается крутым уступом склона антиклинория, вторая, представляющая собой послыйный детачмент в осадочном чехле, определяет рельеф низких предгорий (Thompson et al., 2001; Bullen et al., 2003; Park et al., 2003). Эта популярная модель предполагает хрупкое дробление верхнекорových объемов — фундамента впадин — на блоки остроугольной клиновидной формы и деформацию за счет геометрически соразмерных смещений по разломам-надвигам, сливающимся на глубине. В рассмотренных выше зонах градиентных тектонических движений пластичные изгибы кровли фундамента и протрузии отдельных объемов раздробленных гранитов в вышележащий чехол указывают на принципиально иной стиль деформации пород палеозойского основания. О приоритете связных (пластичных) деформаций в породах палеозоя на всем протяжении альпийского тектогенеза свидетельствует соизмеримая или даже большая амплитуда пластичных изгибов кровли фундамента по сравнению с вертикальными смещениями по разломам при изгибах поверхности фундамента в локальных прогибах и крутых бортах впадин. Напротив, значительная ширина и площадь аллохтонных пластин, преобладание в чехле складок изгиба и другие структурные признаки свидетельствуют об относительной «жесткости» комплекса осадочных пород. Важным условием для трансляции латерального напряжения, по-видимому, является изначальная реологическая анизотропность отложений чехла, переслаивание слоев различной компетентности, что обеспечивает возможность межслойного скольжения по пластичным глинам и эвапоритам при минимальных деформациях смещающихся пачек с жестким «каркасом» слоев песчаников, конгломератов и мергелей.

Позднейшие структуры чехла переходных зон «впадина/поднятие» — надвиги и складки — формировались (по крайней мере, внутри впадин) при субмеридиональном положении оси максимального сжатия этого этапа, которое, с учетом различной ориентировки возникших ранее флексурных уступов поверхности фундамента, определяло направление сдвиговых составляющих подвижек в обстановке транспрессии. Не вызывает сомнения, что кинематическая природа мелких прогибов более разнообразна; в пределах областей современных антиклинорийных

поднятий узкие щелевидные прогибы, выполненные кайнозойскими отложениями, могли унаследованно развиваться как грабены или рампы, вытянутые преимущественно вдоль разломов, сформировавшихся при завершении герцинской орогении (Христов, 1978; Миколайчук и др., 2003; Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; Bachmanov et al., 2008).

5. Заключение

Приведенные в статье данные по строению зон градиентных вертикальных движений на границе областей относительного опускания и относительного поднятия и их сравнительный анализ указывают на принципиальное сходство строения этих зон в разных районах Северного Тянь-Шаня. Тектоническая эволюция обширного сегмента Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома соответствует кинематической модели единой сдвиговой области, отражающей геодинамическую обстановку позднеальпийского этапа тектогенеза. Возникшие в это время ансамбли структур имеют существенные различия внутри кайнозойского чехла и в палеозойском фундаменте, что объясняется различиями реологических свойств породных комплексов. При этом значительную пластичность, вопреки традиционным представлениям, демонстрируют объемы дезинтегрированных пород фундамента, тогда как тектонические пакеты в осадочном чехле имеют достаточную «жесткость» для трансляции латерального давления бортовых уступов на многие километры внутрь впадин.

В процессе внутриконтинентальной коллизии Индии и Евразии палеоген-неогеновая стадия довольно часто рассматривается как длительная «прелюдия» к орогенной кульминации в квартере, отличающейся от финальной стадии лишь масштабами сокращения ширины складчатого пояса и проявления орогенических процессов. Подобное упрощение усугубляет накопившиеся противоречия модели альпийского развития Тянь-Шаня как результата латерального давления Индийской плиты на Евразийскую, обеспечивающего обстановку сжатия в течение всего кайнозоя. Подобной трактовке противоречат приведенные выше данные о принципиальном различии тектонических режимов на раннем и позднем этапах тектонического развития Северного Тянь-Шаня в кайнозое (*транстенсивном* и *транс-прессивном*), которые отчетливо проявились в тектонической структуре и особенностях седиментации кайнозойских впадин. Этот факт должен учитываться при создании непротиворечивых региональных геодинамических моделей.

Литература

- Бачманов, Д. М., Трифионов, В. Г., Миколайчук, А. В., Додонов, А. Е., Зарщиков, А. А., Вишняков, Ф. А. (2009). Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин. В: *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы (Мат. IV Межд. Симп.)*. Бишкек: НС РАН, 12–19.
- Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание.* (1972). Москва: Недра.
- Дмитриева, Е. Л., Несмеянов, С. А. (1982). *Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии*. Москва: Наука.
- Зубович, А. В., Бейсенбаев, Р. Т., Сяочан, В., Юнфен, Д., Кузиков, С. И., Мосиенко, О. И., Нусипов, Е. Н., Щелочков, Г. Г., Щерба, Ю. Г. (2004). Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений). *Физика Земли*, 9, 31–40.

- Леонов, М. Г., Пржиялговский, Е. С., Лаврушина, Е. В. (2018). *Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал*. Москва: Геос.
- Леонов, М. Г., Пржиялговский, Е. С., Лаврушина, Е. В., Рыбин, А. К. (2016). Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня. *Литосфера*, 6, 5–29.
- Макаров, В. И. (1977). *Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня*. Москва: Наука.
- Миколайчук, А. В., Собел, Э., Губренко, М. В., Лобанченко, А. Н. (2003). Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена. *Известия НАН КР*, 4, 50–58.
- Пржиялговский, Е. С., Кузиков, С. И. (2015). Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона. В: *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных ороменов (Материалы 6-го Межд. симп.)*. Бишкек: НС РАН.
- Садыбакасов, И. С. (1972). *Неотектоника центральной части Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. (2005). Москва: Научный мир.
- Трофимов, А. К. (1973). Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. В: *Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое*. Фрунзе: Илим, 98–115.
- Уткина, Н. Г. (1988). К вопросу о возрасте шарпылдакской свиты северного Тянь-Шаня. *Известия АН КиргССР*, 3, 81–87.
- Христов, Е. В. (1978). О новейших рифтогенных структурах внутреннего Тянь-Шаня и их возможной сейсмогенности. В: *Сейсмотектоника южных районов СССР*. Москва: Наука, 159–164.
- Чедия, О. К. (ред.) (1973). *Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое*. Фрунзе: Илим.
- Чедия, О. К. (1986). *Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим.
- Чедия, О. К., Джумадылова, Ч. К., Трунилин, С. И. (1988). Предтерсейский краевой разлом в междуречье Джеты-Огуз-Тоссор. *Изв. АН КиргССР*, 1, 79–88.
- Шульц, С. С. (1948). *Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня*. Москва: Географиздат.
- Юдахин, Ф. Н. (1983). *Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим.
- Argand, E. (1924). *La Tectonique de l'Asie, Extrait du CR XIII Congrès géologique international 1922 (Liège)*, 1 (5), 171–372.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Mikolaichuk, A. V., Vishnyakov, F. A. and Zarshchikov, A. A. (2008). The Mingush-Kokomeren zone of recent transpression in the Middle Tien Shan. *Geotectonics*, 3, 186–205.
- Bataleva, E. A., Batalev, V. Y., Matyukov, V. E., Rybin, A. K., Przhialgovskii, E. S., Lavrushina, E. V. and Leonov, M. G. (2017). New data on the deep structure of the south Kochkor zone of concentrated deformation. *Doklady Earth Sciences*, 475 (2), 930–934.
- Bazhenov, M. L. and Mikolaichuk, A. V. (2004). Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, 38 (5), 379–393.
- Bullen, M. E., Burbank, D. W. and Garver, J. I. (2003). Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *The Journal of Geology*, 111, 149–165. <https://doi.org/10.1086/345840>
- Buslov, M. M., Kuchai, O. A., Klerkx, J., Abdrakhmatov, K., Muraliev, A., Delvaux, D., Batalev, V. Yu. and Dehandschutter, B. (2003). Recent strike-slip deformation of the northern Tien Shan. *Geological Society Special Publication*, 210, 53–64.
- De Grave, J., Buslov, M. M. and Van den Haute, P. (2007). Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. of Asian Earth Sciences*, 29, 188–204. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2006.03.001>
- Leonov, M. G., Batalev, V. Y., Shchelochkov, G. G., Rybin, A. K. and Matyukov, V. E. (2018). The Hissar-Alay and the Pamirs: deep-seated structure, geodynamic model, and experimental evidence. *Geotectonics*, 52 (2), 157–172.
- Leonov, M. G., Przhialgovsky, E. S., Lavrushina, E. V., Poleschuk, A. V. and Rybin, A. K. (2016). Alpine tectonics of granites in basement of Ysyk-Köl Basin, northern Tien Shan. *Geotectonics*, 50 (4), 366–388. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040063>
- McLaughlin, W. N. F. (2018). *Landscape and Biotic Evolution of the Kochkor Basin, Kyrgyzstan*. PhD Abstract. Department of Earth Sciences and the Graduate School of the University of Oregon.

- Macaulay, E. A., Sobel, E. R., Mikolaichuk, A., Landgraf, A., Kohn, B. and Stuart, F. (2013). Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, 32, 487–500. <https://doi.org/10.1002/tect.20040>
- Mikolaichuk, A. V., Gubrenko, M. V. and Bogomolov, L. M. (2003). Fold Deformations of a Preorogenic Peneplain in the Recent Structure of the Central Tien Shan. *Geotectonics*, 37 (1), 31–37.
- Morozov, Yu. A., Leonov, M. G. and Alekseev, D. V. (2014). Pull-Apart Formation Mechanism of Cenozoic Basins in the Tien Shan and Their Transpressional Evolution: Structural and Experimental Evidence. *Geotectonics*, 48 (1), 24–53. <https://doi.org/10.1134/S0016852114010051>
- Park, S. K., Thompson, S. C., Rybin, A. K., Batalev, V. Yu. and Bielinski, R. (2003). Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic. *Tectonics*, 22 (2), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2001tc001318>
- Przhiyalgovskii, E. S. and Lavrushina, E. V. (2017). Folded deformation of the roof of the Paleozoic Foundation Chunkurchak deflection, Kyrgyz ridge. *Geotectonics*, 51 (4), 31–50. <https://doi.org/10.1134/s0016852117030098>
- Przhiyalgovskii, E. S., Lavrushina, E. V., Batalev, V. Yu., Bataleva, E. A., Leonov, M. G. and Rybin, A. K. (2018). Structure of the basement surface and sediments in the Kochkor basin (Tien Shan): geological and geophysical evidence. *Russian Geology and Geophysics*, 59 (4), 335–350. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.003>
- Rebetsky, Y. L., Sycheva, N. A., Sychev, V. N., Kuzikov, S. I. and Marinin, A. V. (2016). The stress state of the northern Tien Shan crust based on the KNET seismic network data. *Russian Geology and Geophysics*, 57 (3), 387–408. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003>
- Rybin, A. K., Batalev, V. Y., Bataleva, E. A., Bragin, V. D., Schelochkov, G. G., Leonov, M. G., Przhiyalgovskii, E. S. and Morozov, Y. A. (2016). Nature of electric conductive layers of the upper crust and infrastructure of granites of the Central Tien Shan. *Doklady Earth Sciences*, 470 (1), 968–971. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16090142>
- Sobel, E. R., Oskin, M., Burbank, D. and Mikolaichuk, A. (2006). Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 25, TC2008, <https://doi.org/10.1029/2005TC001809>
- Tectonic map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. Scale 1:2 500 000. (2014). B: *Atlas of geological maps of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. 1:2 500 000*. [online] St. Petersburg: VSEGEI Printing House. Доступно на: https://www.researchgate.net/publication/309429727_Atlas_of_geological_maps_of_Asia_and_adjacent_areas_fullTextFileContent [Дата доступа 30.11.2020].
- Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P. and Berger, G. W. (2002). Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107 (7), 1–32. <https://doi.org/10.1029/2001jb000596>
- Trifonov, V. G., Dodonov, A. E., Bachmanov, D. M., Vishnyakov, F. A., Artyushkov, E. V. and Mikolaichuk, A. V. (2008). Pliocene-quaternary orogeny in the Central Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*, 49 (2), 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.012>
- Tychkov, S. A., Kuchai, O. A., Bushenkova, N. A., Bragin, V. D. and Kalmetieva, Z. A. (2008). Current crustal deformation in the northern Tien Shan: GPS and seismological data. *Russian Geology and Geophysics*, 49 (4), 280–290. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.05.006>

Статья поступила в редакцию 23 апреля 2019 г.

Статья рекомендована в печать 12 октября 2020 г.

Контактная информация:

Пржиялговский Евгений Станиславович — prz4@yandex.ru

Морозов Юрий Алексеевич — moro49@mail.ru

Леонов Михаил Георгиевич — mgleonov@yandex.ru

Рыбин Анатолий Кузьмич — rybin@gdirc.ru

Лаврушина Екатерина Васильевна — catherinelav@yandex.ru

Tectonic structure and development of the “depression/uplift” transition zones, Northern Tien Shan*

E. S. Przhiyalgovskii¹, Yu. A. Morozov², M. G. Leonov¹,
A. K. Rybin³, E. V. Lavrushina¹

¹ Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
7, Pyzhevskii per., Moscow, 119017, Russian Federation

² Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
10, Bolshaya Gruzinskaya ul., Moscow, 123242, Russian Federation

³ Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek,
Bishkek-49, 720049, Kyrgyzstan

For citation: Przhiyalgovskii, E. S., Morozov, Yu. A., Leonov, M. G., Rybin, A. K., Lavrushina, E. V. (2020). Tectonic structure and development of the “depression/ uplift” transition zones, Northern Tien Shan. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (4), 760–781. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409> (In Russian)

This article presents data on the structure of transition zones from areas of relative downwarping (intramountain depressions) to anticlinal uplifts dividing them. The geological and geophysical data obtained by the authors in recent years in different areas of Northern Tien Shan are considered and discussed in order to compare the structure and tectonic evolution of key objects. A comparative analysis of the depression/uplift tectonic zones in different regions indicates a fundamental similarity in their structure. These areas of gradient vertical movements are zones of concentrated deformation. We describe ensembles of structures formed at the same time in sedimentary cover and in basement rocks. Similar structural features are due to the common tectonic evolution of basins and ridges as parts of a unified activation structure of the Paleozoic folded belt. Over a long period of time, from the Oligocene to the Pliocene inclusive, the depressions of Northern Tien Shan developed under conditions of sedimentary subsidence, probably by the type of pull-apart structures in a latitudinally oriented region of plastic shear deformation. The relatively quiet tectonic setting of this stage is reflected in the lithological features of the sedimentary complexes. The next stage, which began about 3 Ma, was marked not only by the emergence of a high-altitude relief and the accumulation of molasse, but also by a change of tectonic regime to transpression. The generally flexible bending of the foundation surface in the steep sides of the depressions, to some extent complicated by uplifts, was accompanied by the formation of extensive detachments and thrust-folded structural ensembles in the sedimentary cover of the depressions. At the same time, contrary to traditional ideas, the volumes of disintegrated basement rocks demonstrate significant plasticity, while the lateral pressure of the side ledges was transmitted for many kilometers into the depressions inside the sedimentary cover.

Keywords: “depression/uplift” transition zones, intramountain depressions, pull-apart structures, transpression, plastic deformations of basement, North Tien Shan.

References

- Argand, E. (1924). *La Tectonique de l'Asie, Extrait du CR XIII Congrès géologique international 1922 (Liège)*, 1 (5), 171–372. (In French)
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Mikolajchuk, A. V., Dodonov, A. E., Zarshchikov, A. A. and Vishnyakov, F. A. (2009). Neotectonics of the Central Tien Shan on neotectonics data of basins. In: *Geodinamika vnutrikontinental'nykh orogenov i geoekologicheskie problemy (Materialy IV Mezhd. Simp.)*. Bishkek: NS RAN Publ., 12–19. (In Russian)

* This research was carried out with the financial support of the Project of the Russian Science Foundation No. 16-17-10059 at the Scientific Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek.

- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Mikolaichuk, A. V., Vishnyakov, F. A. and Zarshchikov, A. A. (2008). The Mingush-Kokomeren zone of recent transpression in the Middle Tien Shan. *Geotectonics*, 3, 186–205.
- Bataleva, E. A., Batalev, V. Y., Matyukov, V. E., Rybin, A. K., Przhivalgovskii, E. S., Lavrushina, E. V. and Leonov, M. G. (2017). New data on the deep structure of the south Kochkor zone of concentrated deformation. *Doklady Earth Sciences*, 475 (2), 930–934.
- Bazhenov, M. L. and Mikolaichuk, A. V. (2004). Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, 38 (5), 379–393.
- Bullen, M. E., Burbank, D. W. and Garver, J. I. (2003). Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *The Journal of Geology*, 111, 149–165. <https://doi.org/10.1086/345840>
- Buslov, M. M., Kuchai, O. A., Klerkx, J., Abdrakhmatov, K., Muraliev, A., Delvaux, D., Batalev, V. Yu. and Dehandschutter, B. (2003). Recent strike-slip deformation of the northern Tien Shan. *Geological Society Special Publication*, 210, 53–64.
- Chediya, O. K. (ed.) (1973). *Patterns of geological development of Tien Shan in the Cenozoic*. Frunze: Ilim Publ. (In Russian)
- Chediya, O. K. (1986). *Morphostructures and neotectonics in the Tien Shan*. Frunze: Ilim Publ. (In Russian)
- Chediya, O. K., Dzhumadylova, Ch. K. and Trunilin, S. I. (1988). Before-Terskei regional fault in the Dzhetysay-Oguz-Tossor interfluve. *Izvestiia AN KirgSSR*, 1, 79–88. (In Russian)
- De Grave, J., Buslov, M. M. and Van den Haute, P. (2007). Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. of Asian Earth Sciences*, 29, 188–204. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2006.03.001>
- Dmitrieva, E. L. and Nesmeyanov, S. A. (1982). *Mammals and stratigraphy of continental tertiary deposits of southeast Central Asia*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Geology of the USSR, vol. XXV. Kirghiz SSR. Geological Description*. (1972). Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- Khrstov, E. V. (1978). About the latest riftogenic structures of the inner Tien Shan and their possible seismogenicity. In: *Seismotektonika iuzhnykh raionov SSSR*. Moscow: Nauka Publ., 159–164. (In Russian)
- Leonov, M. G., Batalev, V. Y., Shchelochkov, G. G., Rybin, A. K. and Matyukov, V. E. (2018). The Hissar-Alay and the Pamirs: deep-seated structure, geodynamic model, and experimental evidence. *Geotectonics*, 52 (2), 157–172.
- Leonov, M. G., Przhivalgovskii, E. S. and Lavrushina, E. V. (2018). *Granites. Postmagmatic tectonics and hydrocarbon potential*. Moscow: GEOS. (In Russian)
- Leonov, M. G., Przhivalgovskij, E. S., Lavrushina, E. V. and Rybin, A. K. (2016). Postmagmatic tectonics of granitic rocks in the present morphostructure of the Northern Tien Shan. *Litosfera*, 6, 5–29. (In Russian)
- Leonov, M. G., Przhivalgovskij, E. S., Lavrushina, E. V., Poleschuk, A. V. and Rybin, A. K. (2016). Alpine tectonics of granites in basement of Ysyk-Köl Basin, northern Tien Shan. *Geotectonics*, 50 (4), 366–388. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040063>
- McLaughlin, W. N. F. (2018). *Landscape and Biotic Evolution of the Kochkor Basin, Kyrgyzstan*. PhD Abstract. Department of Earth Sciences and the Graduate School of the University of Oregon.
- Macaulay, E. A., Sobel, E. R., Mikolaichuk, A., Landgraf, A., Kohn, B. and Stuart, F. (2013). Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, 32, 487–500. <https://doi.org/10.1002/tect.20040>
- Makarov, V. I. (1977). *Neotectonic structure of the Central Tien Shan*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Mikolaichuk, A. V., Sobel, E., Gubrenko, M. V. and Lobanchenko, A. N. (2003). Structural evolution of the northern margin of the Tianshan Orogen. *Izvestiia NAN KR*, 4, 50–58.
- Mikolaichuk, A. V., Gubrenko, M. V. and Bogomolov, L. M. (2003). Fold Deformations of a Preorogenic Pe-nep-lain in the Recent Structure of the Central Tien Shan. *Geotectonics*, 37 (1), 31–37.
- Morozov, Yu. A., Leonov, M. G. and Alekseev, D. V. (2014). Pull-Apart Formation Mechanism of Cenozoic Basins in the Tien Shan and Their Transpressional Evolution: Structural and Experimental Evidence. *Geotectonics*, 48 (1), 24–53. <https://doi.org/10.1134/S0016852114010051>
- Park, S. K., Thompson, S. C., Rybin, A. K., Batalev, V. Yu. and Bielinski, R. (2003). Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic. *Tectonics*, 22 (2), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2001tc001318>
- Przhivalgovskii, E. S. and Kuzikov, S. I. (2015). Detailed morphostructural studies in the area of Bishkek Geodynamic Test Area. In: *Problemy geodinamiki i geokologii vnutrikontinental'nykh orogenov (Materialy 6 Mezhd. Simp.)*. Bishkek: NS RAN Publ., 11–17. (In Russian)

- Przhiyalgovskii, E. S. and Lavrushina, E. V. (2017). Folded deformation of the roof of the Paleozoic Foundation Chunkurchak deflection, Kyrgyz ridge. *Geotectonics*, 51 (4), 31–50. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030098>
- Przhiyalgovskii, E. S., Lavrushina, E. V., Batalev, V. Yu., Bataleva, E. A., Leonov, M. G. and Rybin, A. K. (2018). Structure of the basement surface and sediments in the Kochkor basin (Tien Shan): geological and geophysical evidence. *Russian Geology and Geophysics*, 59 (4), 335–350. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.003>
- Rebetsky, Y. L., Sycheva, N. A., Sychev, V. N., Kuzikov, S. I. and Marinin, A. V. (2016). The stress state of the northern Tien Shan crust based on the KNET seismic network data. *Russian Geology and Geophysics*, 57 (3), 387–408. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003>
- Rybin, A. K., Batalev, V. Y., Bataleva, E. A., Bragin, V. D., Schelochkov, G. G., Leonov, M. G., Przhiyalgovskii, E. S. and Morozov, Y. A. (2016). Nature of electric conductive layers of the upper crust and infra-structure of granites of the Central Tien Shan. *Doklady Earth Sciences*, 470 (1), 968–971. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16090142>
- Sadybakasov, I. S. (1972). *Neotectonics of the Central Tien Shan*. Frunze: Ilim Publ. (In Russian)
- Shul'ts, S. S. (1948). *Analysis of the latest tectonics and the relief of the Tien Shan*. Moscow: Geografizdat Publ. (In Russian)
- Sobel, E. R., Oskin, M., Burbank, D. and Mikolaichuk, A. (2006). Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 25, TC2008. <https://doi.org/10.1029/2005TC001809>
- Present-Day Geodynamics in the Regions of Intracontinental Collisional Orogenesis, Central Asia*. (2005). Moscow: Nauchnyi mir Publ. (In Russian)
- Tectonic map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. Scale 1:2 500 000. (2014). In: *Atlas of geological maps of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. 1:2500 000*. [online] St. Petersburg: VSEGEI Printing House. Available at: https://www.researchgate.net/publication/309429727_Atlas_of_geological_maps_of_Asia_and_adjacent_areas_fullTextFileContent [Accessed Nov. 30, 2020].
- Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., Abdрахmatov, K., Molnar, P. and Berger, G. W. (2002). Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107 (7), 1–32. <https://doi.org/10.1029/2001jb000596>
- Trifonov, V. G., Dodonov, A. E., Bachmanov, D. M., Vishnyakov, F. A., Artyushkov, E. V. and Mikolaichuk, A. V. (2008). Pliocene-quaternary orogeny in the Central Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*, 49 (2), 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.012>
- Trifonov, V. G. (1973). The main stages of the development of the relief of the mountains of Central Asia. In: *Zakonomernosti geologicheskogo razvitiia Tian'-Shania v kainozoe*. Frunze: Ilim Publ., 98–115.
- Tychkov, S. A., Kuchai, O. A., Bushenkova, N. A., Bragin, V. D. and Kalmietieva, Z. A. (2008). Current crustal deformation in the northern Tien Shan: GPS and seismological data. *Russian Geology and Geophysics*, 49 (4), 280–290. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.05.006>
- Utkina, N. G. (1988). To the question of the age of the Sharpyldak Formation of the northern Tien Shan. *Izvestiia AN KirgSSR*, 3, 81–87. (In Russian)
- Yudakhin, F. N. (1983). *Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of the Tien Shan*. Frunze: Ilim Publ. (In Russian)
- Zubovich, A. V., Bejsenbaev, R. T., Syaochan, V., Yunfen, D., Kuzikov, S. I., Mosienko, O. I., Nusipov, E. N., Shchelochkov, G. G. and Shcherba, Yu. G. (2004). Modern kinematics of Tarim — Tien Shan — Altai region (Central Asia) on GPS data. *Fizika Zemli*, 9, 31–40. (In Russian)

Received: April 23, 2019
Accepted: October 12, 2020

Contact information:

Eugeny S. Przhiyalgovskii — prz4@yandex.ru
Yuriy A. Morozov — moro49@mail.ru
Mikhail G. Leonov — mgleonov@yandex.ru
Anatoliy K. Rybin — rybin@gdirc.ru
Ekaterina V. Lavrushina — catherinelav@yandex.ru