

ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ТЕКТНИКА ГРАНИТОВ И МОРФОСТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2016 г. М. Г. Леонов*, Е. С. Пржиялговский*, Е. В. Лаврушина*, А. К. Рыбин**

**Геологический институт РАН
119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7
E-mail: mgleonov@yandex.ru*

***Научная станция РАН,
Киргизстан, 720049, г. Бишкек-49*

Поступила в редакцию 25.03.2016 г.

Принята к печати 25.04.2016 г.

Значительные объемы (до 50% и более) верхней коры континентов представлены гранитами, и граниты, безусловно, должны влиять на формирование структуры земной коры и особенности ее эволюции. Обычно полагают, что граниты после остывания и вхождения в состав фундамента представляют собой достаточно пассивные объемы, не подверженные серьезным структурным преобразованиям. Однако данные геологических наблюдений опровергают это мнение. В частности, изучение гранитов Северного Тянь-Шаня показало, что после остывания и вхождения в состав фундамента они подверглись интенсивной структурной переработке. Деформация выражена в разномасштабной объемной дезинтеграции пород, в конечном счете приводящей к возникновению огромных масс катаклазитов. При этом тектоническая переработка кардинально меняет реологию пород, обуславливая их объемное катаклическое течение. Происходит пространственное перемещение гранитных масс, образование купольных морфоструктур, вертикальных и горизонтальных кристаллических протрузий. Постмагматическая тектоника гранитного фундамента оказывает существенное влияние на формирование тектонического плана и современной морфоструктуры региона.

Ключевые слова: *граниты, дезинтеграция, морфоструктура, объемная деформация, ороген, тектоника, тектоническое течение, Тянь-Шань, фундамент.*

ВВЕДЕНИЕ

Одна из актуальных задач тектоники – изучение внутриконтинентальных подвижных поясов на альпийском и новейшем этапах их эволюции. В этой общей проблеме существенное значение имеет деформация кристаллического фундамента и ее влияние на формирование морфоструктурного облика подвижных поясов. А поскольку до 60–80% объема верхней коры слагают породы гранитного ряда, то именно граниты должны во многом определять ее структурный облик и реологию. Одним из регионов, где граниты широко развиты в составе фундамента, является Северный Тянь-Шань (рис. 1), покровно-складчатая структура которого была сформирована в каледонское время и частично преобразована на герцинском этапе. В альпийское время, пройдя спокойную платформенную стадию (J–P), регион в конце кайнозоя был преобразован в высокогорный пояс, являющийся частью Евразийского орогена.

Северный Тянь-Шань входит в состав Киргизско-Казахского континента, и в его пределах выделяются два структурных этажа: фундамент и осадочный чехол. Фундамент сложен вулканогенно-

осадочными и метаморфическими породами докембрия и палеозоя и пронизан массивами гранитоидов главным образом позднеордовикского и раннесилурийского возраста. В пределах нижнего этажа выделяются две провинции (рис. 2): в северной преимущественно развиты осадочно-вулканогенные и метаморфические породы при подчиненной роли гранитов, в южной главное место занимают гранитоиды. Верхний – платформенно-орогенный – этаж представлен терригенными континентальными отложениями ранней юры, палеогена, неогена и кватертера, сформированными в межгорных и внутригорных впадинах. При этом крупные впадины (Сусамырская, Джумгольская, Иссык-Кульская, Кочкорская и др.) сосредоточены в провинции, максимальной насыщенности гранитами (см. рис. 2).

В настоящее время Северный Тянь-Шань представляет собой горную страну, морфоструктура которой сформирована в период новейшей активизации, и большая роль в создании архитектуры земной коры региона принадлежит горным массам фундамента [12–14, 21, 38, 42, 57, 66, 70, 72, 74]. Однако описания постмагматической переработки гранитов на плитной и орогенной стадиях единичны [29, 30, 36, 40, 41, 43, 61] и новые данные, при-

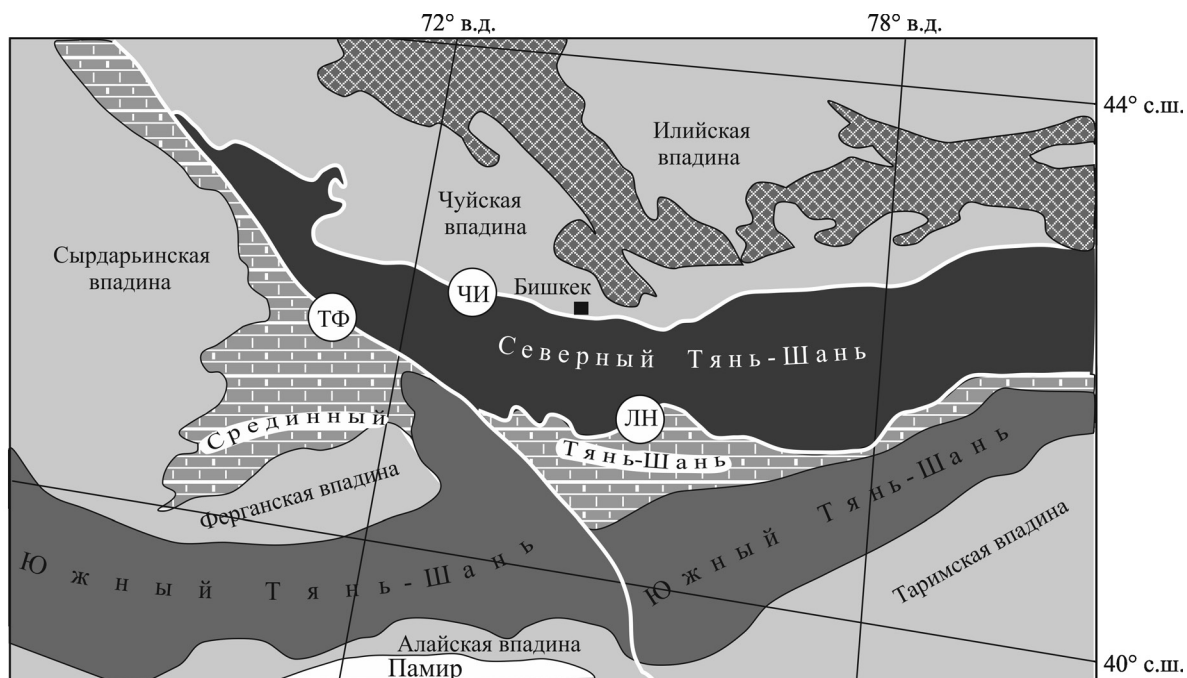


Рис. 1. Главные тектонические элементы Тянь-Шаня и сопредельных территорий.

Белые линии – зоны ограничения Северного Тянь-Шаня: ТФ – Таласо-Ферганский разлом; ЧИ – Чу-Илийская разломная зона; ЛН – линия Николаева.

Fig. 1. The main tectonic elements of the Tien Shan and adjacent areas.

White lines – limit zones Northern Tien Shan: ТФ – Thalass-Fergana fault; ЧИ – Chu-Ili zone; ЛН – Nikolayev's line.

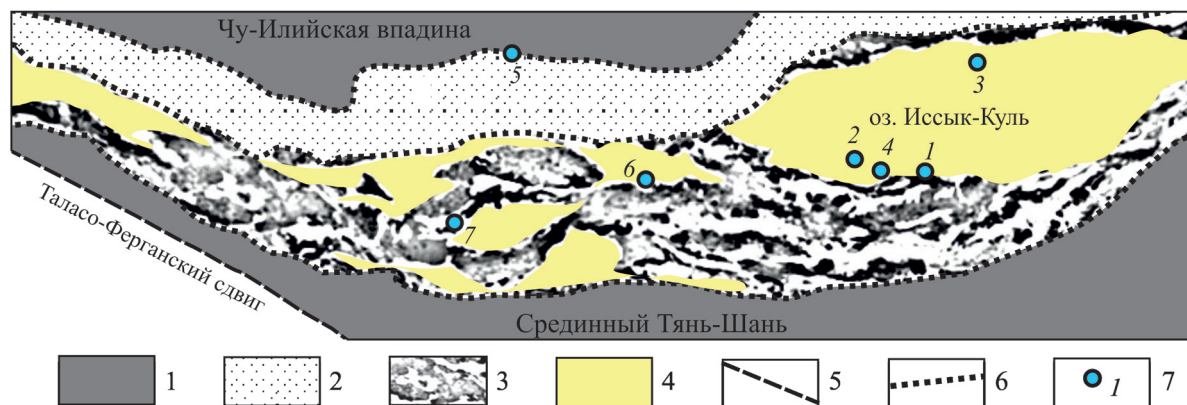


Рис. 2. Положение альпийских межгорных впадин в структуре Северного Тянь-Шаня.

1 – Чу-Илийская впадина и Срединный Тянь-Шань; 2–4 – Северный Тянь-Шань: 2 – область фундамента, сложенная преимущественно складчато-метаморфическими толщами докембрия и палеозоя, 3 – область фундамента, сложенная преимущественно гранитами ордовикского и силурийского возраста, 4 – альпийские впадины; 5 – Таласо-Ферганский сдвиг; 6 – границы тектонических единиц; 7 – гранитные массивы: 1 – Чункурчак 1, 2 – Кызыл-Чоку, 3 – Пришиб, 4 – Кызыл-Булак, 5 – Чункурчак 2, 6 – южный борт Кочкорской впадины, 7 – Сусамырский массив.

Fig. 2. Alpine intermountain depressions of the Northern Tien Shan.

1 – Chu-Ili basin and Median Tien Shan; 2–4 – Northern Tien-Shan: 2 – predominantly fold-metamorphic basement area, 3 – predominantly granite basement area; 4 – Alpine intermountain depressions; 5 – Thalass-Fergana fault; 6 – boundaries of the tectonic units; 7 – granite massifs: 1 – Chunkurchak 1, 2 – Kyzyl-Choku, 3 – Prishib, 4 – Kyzyl-Bulak, 5 – Chunkurchak 2, 6 – southern slope of the Kochkor depression, 7 – Susamyr massif.

веденные в статье, представляют, на наш взгляд, объективный интерес.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Южный борт Чуйской впадины

Одним из тектонических элементов северо-тяньшаньского орогена является зона сочленения Киргизского хребта и Чуйской предгорной впадины (рис. 3). Чуйская впадина, выполненная отложениями кайнозоя (до 3.5–4.0 км), является асимметричной синклиналью с пологим северным крылом и резко вздыбленным южным. Фундамент, выходящий на поверхность в Киргизском хребте, представлен интенсивно дислоцированными породами докембрия–палеозоя, в том числе гранитами ордовикского и силурийского возраста. Неотектоническая эволюция в регионе выглядит следующим образом [42, 67, 77]. В палеоцене–эоцене происходило накопление карбонатно-терригенных красноцветных толщ с маломощными вкраплениями базальтов. В олигоцене–начале миоцена возникает сопряженная геодинамическая пара “Чуйская впадина–Киргизский хребет”, которая находилась в относительно устойчивом равновесии вплоть до

позднего плиоцена. Оформление современного облика произошло в позднем плиоцене–плейстоцене, когда возникли три морфоструктурных элемента: Чуйский предгорный прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями; верхние предгорья, сложенные кайнозойскими толщами и вовлеченные в поднятие в позднем плиоцене; области устойчивых поднятий (хребты), сложенные палеозойскими породами. Градиент вертикальных движений за поздний плиоцен–квартер составил около 7000 м.

Между хребтом и предгорьем расположена субширотная эшелонированная зона интенсивных разрывно-складчатых деформаций, проявляющихся как в палеозойском фундаменте, так и в осадочных комплексах Чуйской впадины [2, 11, 41, 42, 56] (см. рис. 3). Отложения киргизского красноцветного комплекса вместе с подстилающими образованиями палеозойского фундамента в пределах зоны смяты в крутые, запрокинутые в северном направлении складки. Северной границей зоны деформаций служит Иссык-Атинский разлом, составленный из нескольких кулис. Сместитель разлома на отдельных отрезках наклонен к югу, по нему устанавливаются надвиговые и сдвиговые смещения в неогене и квартере [77]. По данным [1, 88, 77], Иссык-Атинский разлом представляет со-

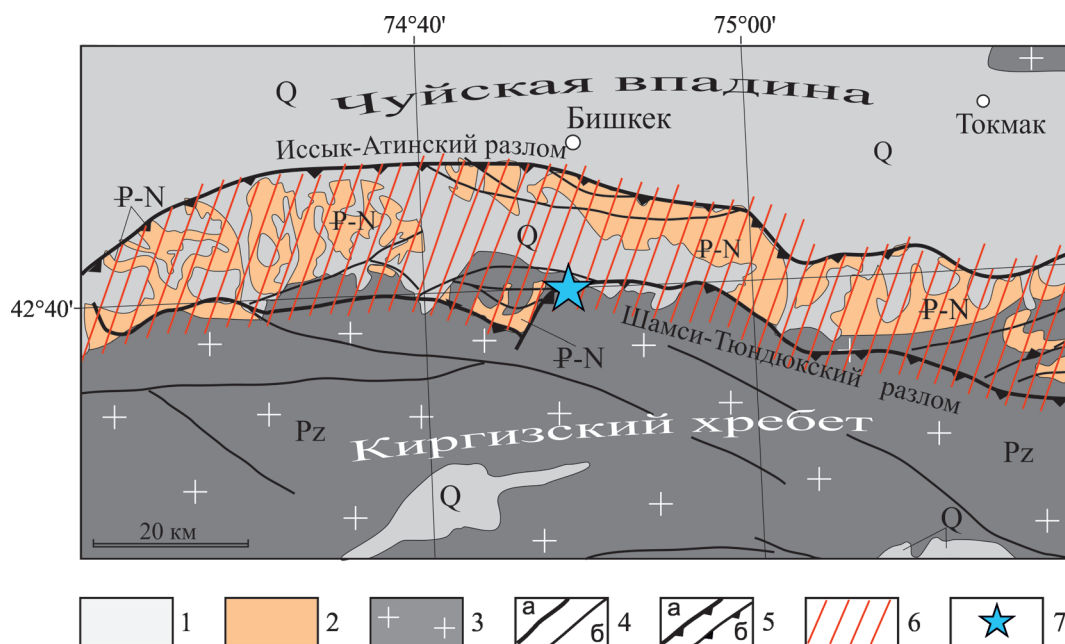


Рис. 3. Зона сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины.

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген-неогеновые отложения; 3 – палеозойские породы фундамента; 4 – активные разломы по [38]: главные (а) и второстепенные (б); 5 – взбросы и надвиги: главные (а) и второстепенные (б); 6 – зона альпийской активизации; 7 – район детальных работ.

Рис. 3. Coupling area Kyrgyz range and Chu depression.

1 – Quaternary sediments; 2 – Palaeogene–Neogene sediments; 3 – Paleozoic basement rocks; 4 – active faults (according [38]): the major (a) and minor (b); 5 – upthrusts and overthrusts: principal (a) and minor (b); 6 – alpine activation zone; 7 – district of detailed studies.

бой пологую ветвь активного краевого Шамси-Тюндюкского разлома. Однако по другим данным [42, 67], этот разрыв не сопряжен с предкиргизским эшелонным разломом. С глубиной он становится круче; вертикальная амплитуда смещения поверхности фундамента по разлому составляет от 400 м до 2 км. Разлом имеет в плане S-образную форму, что является признаком сдвиговой составляющей [64].

Южное ограничение зоны деформаций выражено ступенчатым уступом северного склона Киргизского хребта с разноуровневыми четвертичными террасами и локальными грабенами. Единая разломная плоскость здесь не выявлена, а прослеживаются несколько плоскостей сместителей, которые кулисно подставляют друг друга и в основном приурочены к контакту палеозойских и палеоген-неогеновых пород. Некоторые разломы переходят из области развития палеозойских пород фундамента в зону предгорий и там затухают. По ним предполагаются взбросово-надвиговые смещения палеозойского висячего крыла в северном направлении. Однако наличие некоторых разломов отрицается [41] и граница между Киргизским хребтом

и зоной предгорий интерпретируется как зона рассеянного левостороннего сдвига [42]. Установлено [41], что изгиб плоскости доороженного пенеплена в краевой зоне Киргизского хребта осуществляется без разрыва сплошности. Поверхность фундамента, соответствующая допалеоценовой поверхности выравнивания, изогнута конформно с напластованием чехольных отложений и лишь местами осложнена малоамплитудными козырьковыми надвигами (рис. 4). Кайнозойские толщи слагают крыло синклинали, разобранной косыми взбросо-сдвигами. Данные о масштабном тектоническом их перекрытии палеозойскими толщами отсутствуют [42]. Отсутствие разлома в зоне перегиба границы “фундамент-чехол” связано с деформацией вязкого течения пород фундамента [41].

Граниты северного борта Киргизского хребта подвержены интенсивной структурной переработке (рис. 5), которая выражена в наличии систем крутопадающих, веерных и пологих систем разломов и трещин с зеркалами скольжения, по которым фиксируются разноориентированные смещения. Дизъюнктивы имеют незначительную протяженность, ветвятся и переплетаются друг с другом;

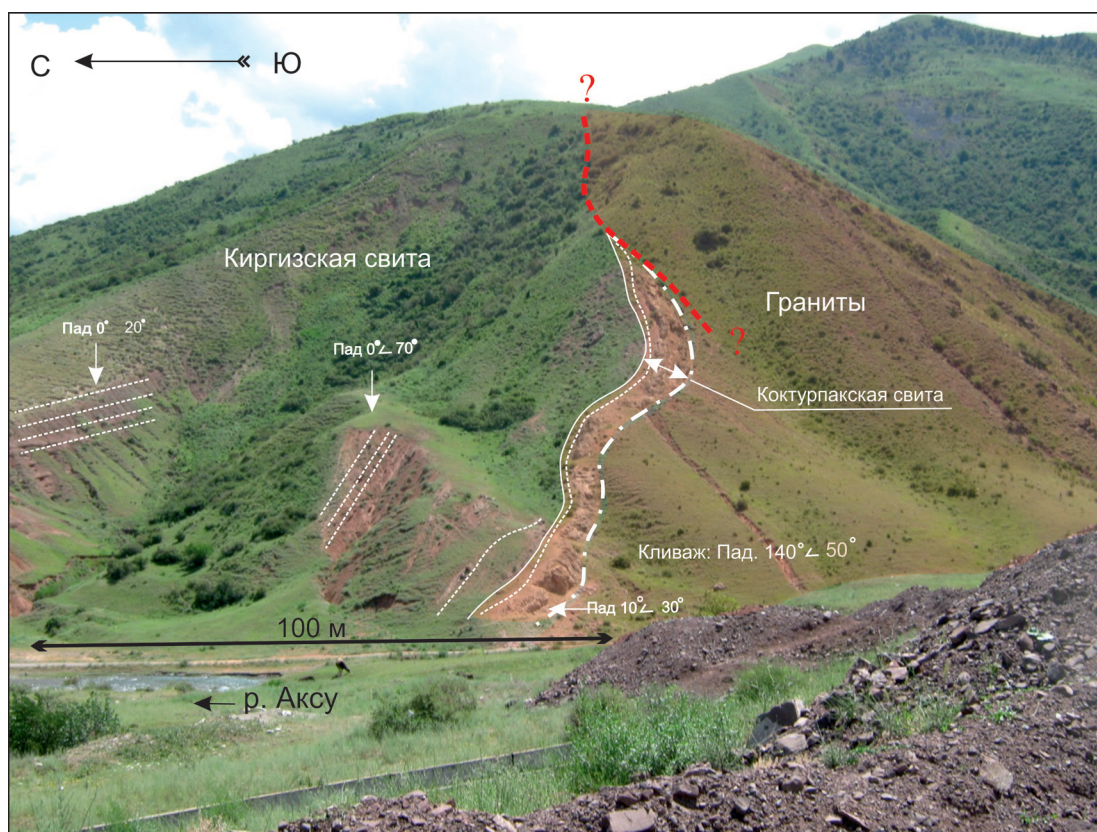


Рис. 4. Конформная деформация поверхности гранитного фундамента (поверхности выравнивания) и отложений коктурпакской и киргизской свит.

Fig. 4. Conform deformation of the granite basement surface (alignment surface) with the Kokturpak and Kyrgyz formations deposits.

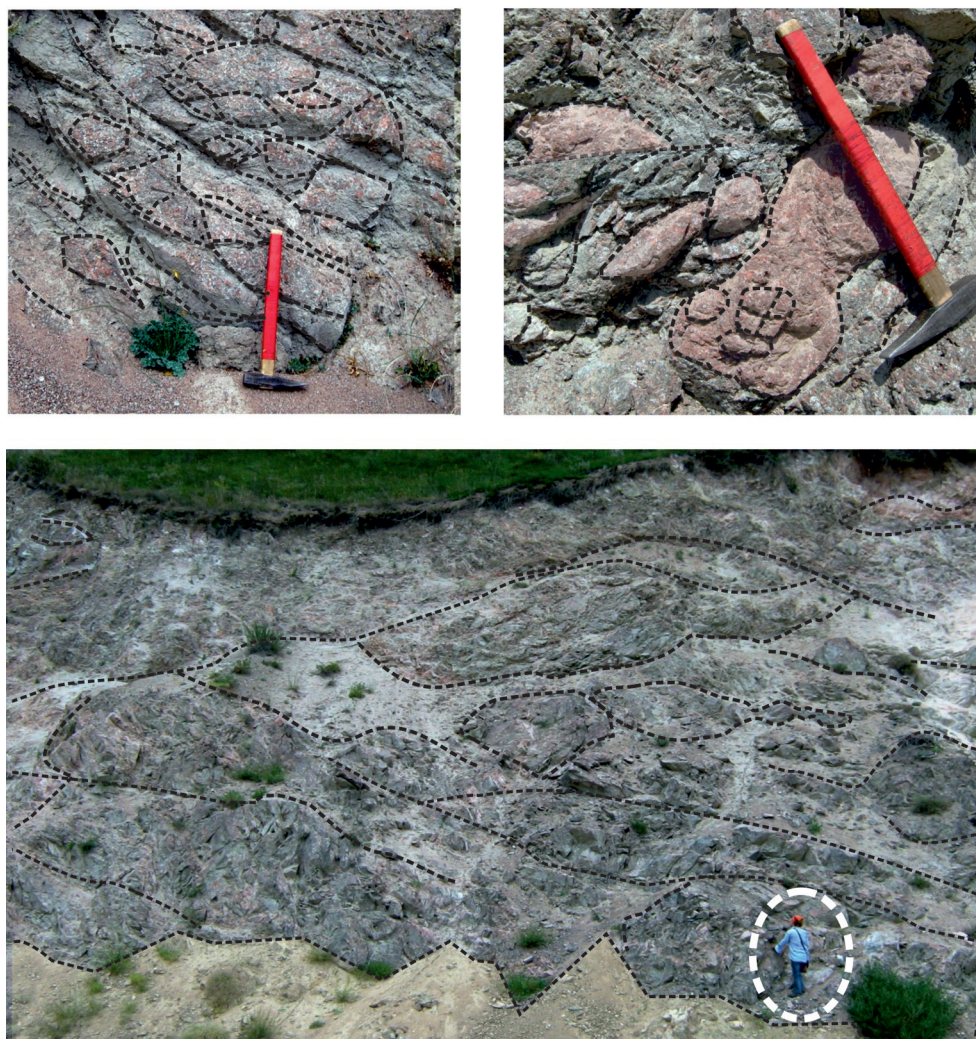


Рис. 5. Тектоническая структура гранитов (долина р. Иссык-Ата, описание в тексте).

Fig. 5. Tectonic structure of granite (Issyk-Ata valley, description in the text).

возникают огромные объемы гранитоидов с разномасштабной линзовидно-блоковой делимостью, формы и пространственный рисунок которой свидетельствуют о проявлении объемного сдвигового (в механическом смысле) хрупко-пластического течения. При этом в отдельных объемах (блоках, линзах) реконструированные поля напряжений неоднородны, что свидетельствует о дифференциальной подвижности фрагментов [40, 61]. Межблоковое пространство заполнено рассланцовой, милонитизированной, брекчированной и катаклазированной гранитной массой. Были произведены также массовые замеры ориентировок трещин и кинематических индикаторов смещений на стандартных площадках и реконструкция палеонапряжений с помощью программы **Win-Tensor**, которая позволяет сепарировать трещины на несколько генераций и для каждой выборки реконструировать параметры поля тектонических напряжений с оцен-

кой представительности данных и погрешности вычислений¹. Проведенная реконструкция параметров палеонапряжений в гранитах выявила общие черты и различия напряженного состояния в разных районах Киргизского хребта. Но при этом во всех точках замеров субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения указывает на обстановки разнонаправленного горизонтального сдвига. Более детальное рассмотрение методики Win-Tensor и реконструкция полей напряжений для этого района приведена в [27].

Объемная подвижность пород выражена и в морфоструктуре района [50] (рис. 6, 7): в смещении и перекосе аллювиально-пролювиальных террас, сложенных валунниками шарпылдакской свиты (N_2-Q_1); в деформации дозоценовой поверх-

¹ Эта методика была использована и при анализе трещин на других объектах, рассмотренных в данной статье.

ской алювиально-пролювиальной террасы; 5 – отложения киргизской серии (P_3-N_1); 6 – глины коктурпакской серии (P_{1-2}); 7 – вулканиты и туфоконгломераты (D_1); 8 – гранитоиды (D_{1-2}); 9 – гранитоиды (γO_1); 10 – разломы; 11 – зоны рассредоточенных смещений (а) и трещиноватости (б); 12 – положение постшарпылдакской поверхности выравнивания; 13 – слоистость.

Fig. 6. Geological map and cross-sections across the northern foothills of the Kyrgyz range (Alamedin River).

1 – alluvial deposits (alQ_{III-IV}); 2 – loess-like sediments (Q_{III}); 3 – alluvial deposits (N_2-Q_1); 4 – outliers of the Early Pleistocene terrace; 5 – sediments of the Kyrgyz series (P_3-N_1); 6 – sediments of the Kokturpak formations (P_{1-2}); 7 – volcanic rocks and tufokonglomerates (D_1); 8 – granites (D_{1-2}); 9 – granites (γO_1); 10 – faults; 11 – zone of distributed displacements (a) and (b) fractures; 12 – Post-Sharpyladak surface alignment position; 13 – stratification surfaces.

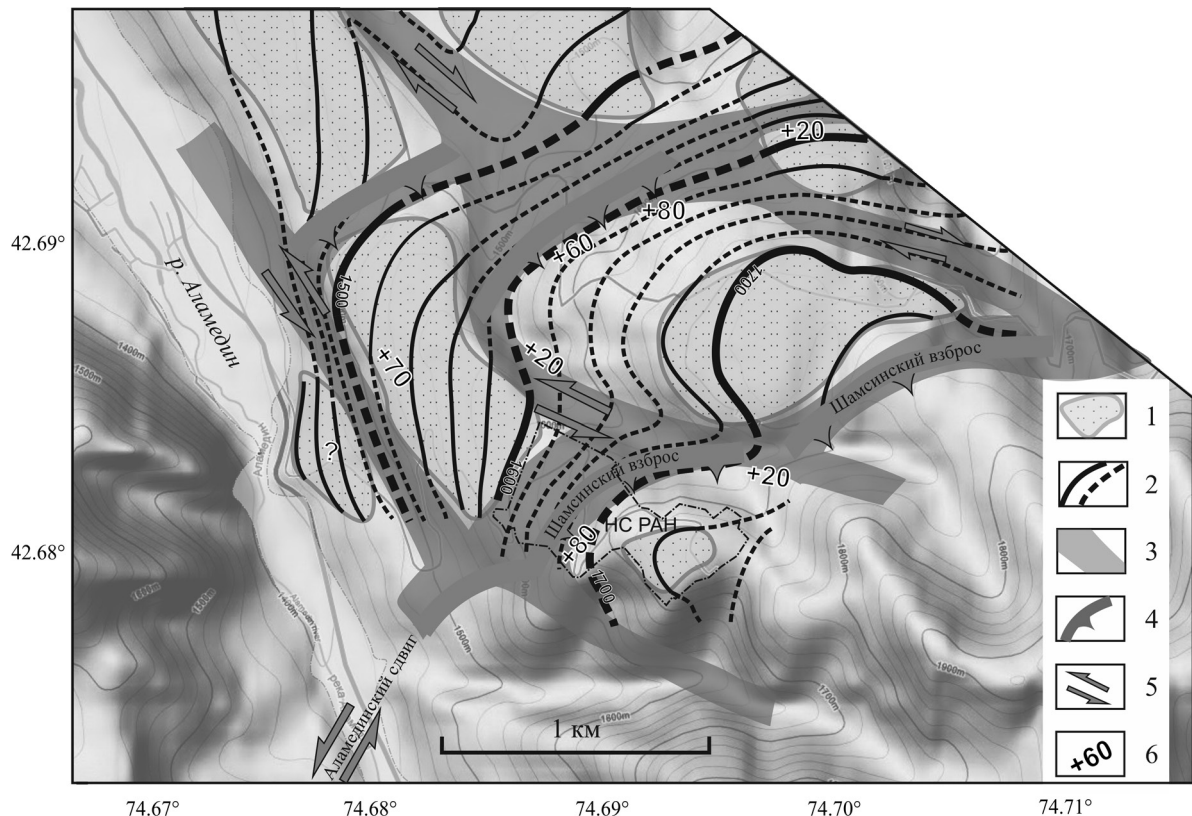


Рис. 7. Реконструкция поверхности плиоцен-плейстоценовой террасы и положение зон наибольших относительных смещений.

1 – останцы террасы, частично перекрытые лессами; 2 – изогипсы поверхности террасы: установленные и предполагаемые; 3 – зоны вертикальных смещений и градиентов наклона тектонических ступеней; 4–5 – смещения горных масс: 4 – вертикальные, 5 – горизонтальные; 6 – амплитуды смещений (м).

Fig. 7. Reconstruction of the Pliocene-Pleistocene terrace surface and position of the relative displacement zone.

1 – Terrace outliers covered partly with loess-like sediments; 2 – contour lines: determined and hypothetic; 3 – zone of vertical displacements and of the gradients of tectonic steps inclination; 4–5 – displacements of rock masses: 4 – subvertical, 5 – subhorizontal; 6 – displacement amplitudes (m).

ности выравнивания, маркируемой корой выветривания и отложениями коктурпакской серии (P_{2-3}). Останцы шарпылдакской валунной террасы располагаются на разных гипсометрических уровнях и разобщены зонами резких вертикальных смещений СВ и СЗ простирания с амплитудами 20–80 м. Отмечены перекосы поверхности кровли террасы (см. рис. 7). Смещения и перекосы плейстоценовых террас и купольные формы вы-

ходов гранитного фундамента вкпе с дезинтеграцией гранитов пространственно связаны с крутопадающими зонами интенсивной трещиноватости и разломов, которые обрисовывают линзовидно-овоидную делимость фундамента. По смещениям террас и морфологии дизъюнктивных зон устанавливаются сдвиговые смещения с ориентацией на СВ и ВСВ и надвиговые перемещения в северных румбах.

Особенности инфраструктуры гранитов и морфоструктуры района свидетельствуют об объемной подвижности фундамента и ее влиянии на формирование современного тектонического облика региона. Эти выводы подтверждаются результатами магнитно-теллурического зондирования [11, 58]. В районе выявлены верхне- и среднекоровый электропроводящие горизонты. Нижний (среднекоровый) горизонт, развитый в пределах Киргизского хребта и в прилегающих частях Чуйской впадины, коррелируется с волноводом, выделенным по сейсмическим данным, и рассматривается как флюидонасыщенный горизонт разуплотненных, сильно трещиноватых пород. Природа верхнекорового горизонта, который выходит на дневную поверхность в районе Чункурчакской грабен-синклинали, установлена прямыми наблюдениями и, несомненно, определяется наличием интенсивно дезинтегрированных горных масс, в первую очередь гранитов [32, 58].

Таким образом, область сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины в междуречье Иссык-Ата–Коксу в морфологическом плане представляет собой зону крутого флексурно-ступенчатого уступа, в тектоническом – зону концентрированной деформации (рассеянного сдвига по [42]) со сгущением дизъюнктивных и пликативных структур, в том числе пликативных изгибов поверхности фундамента. Пликативная деформация поверхности фундамента обеспечивается, кроме других факторов, объемной подвижностью пород гранитного ряда. Разрывы проявляются лишь пунктирно, обычно расположены косо к общему простиранию зоны и уходят в область впадины и Киргизского хребта.

Южный борт Кочкорской впадины

Кочкорская впадина – крупная внутригорная отрицательная структура (мегасинклиналь) Северного Тянь-Шаня (см. рис. 2, рис. 8, 9). Она выполне-

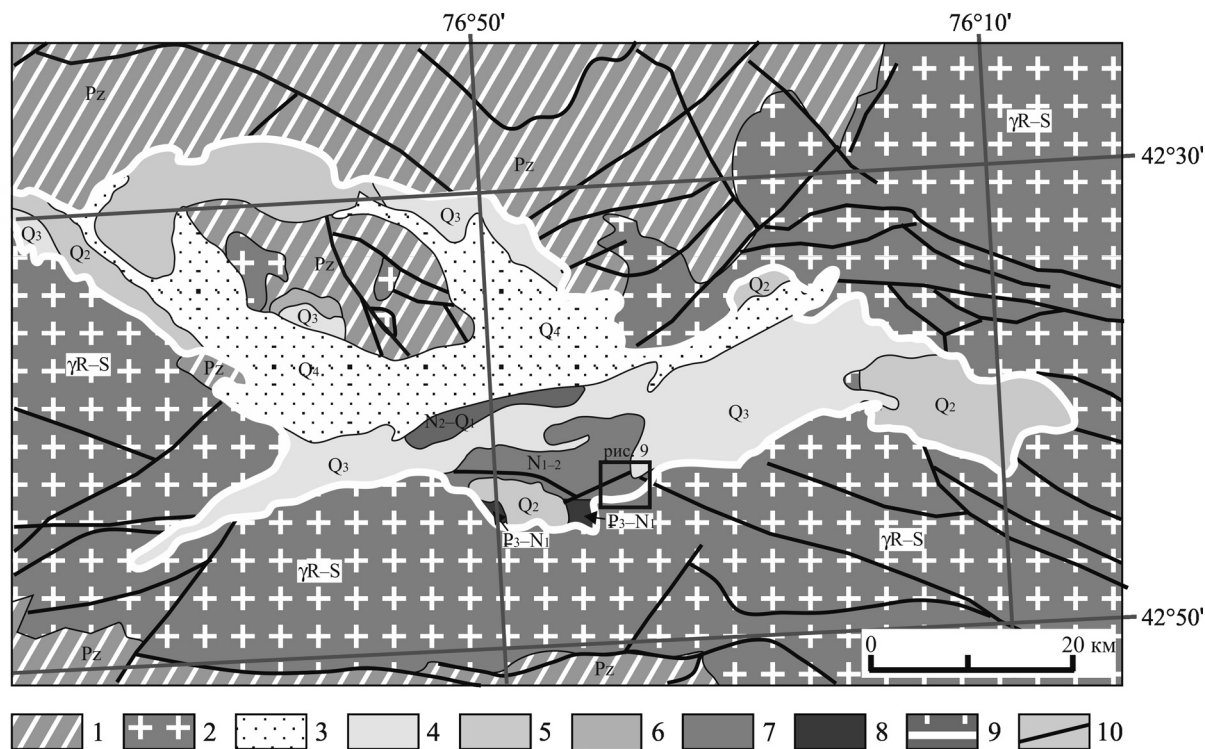


Рис. 8. Геологическая карта района Кочкорской впадины (составлена на основе Геологической карты Киргизской Республики масштаба 1 : 500 000, 1980 г.).

1–2 – фундамент: 1 – палеозойские отложения, 2 – граниты (рифей-силурийские); 3–8 – отложения: 3 – верхнечетвертичные, 4 – среднечетвертичные, 5 – нижнечетвертичные, 6 – верхнеэоценовые–нижнечетвертичные, 7 – нижне-среднеэоценовые, 8 – верхнепалеоэоценовые–нижнеэоценовые; 9 – современная граница Кочкорской впадины; 10 – разломы.

Fig. 8. Geological map of the Kochkor depression region (based on the Kyrgyz Republic geological map, 1 : 500 000, 1980).

1–2 – basement: 1 – Paleozoic, 2 – granites (Riphean–Silurian); 3–8 – sediments: 3 – Upper Quaternary, 4 – Middle Quaternary, 5 – Lower Quaternary, 6 – Lower Quaternary–Upper Neogene, 7 – Middle–Lower Neogene, 8 – Lower Neogene–Upper Paleogene; 9 – modern limit of the Kochkor depressions; 10 – faults.

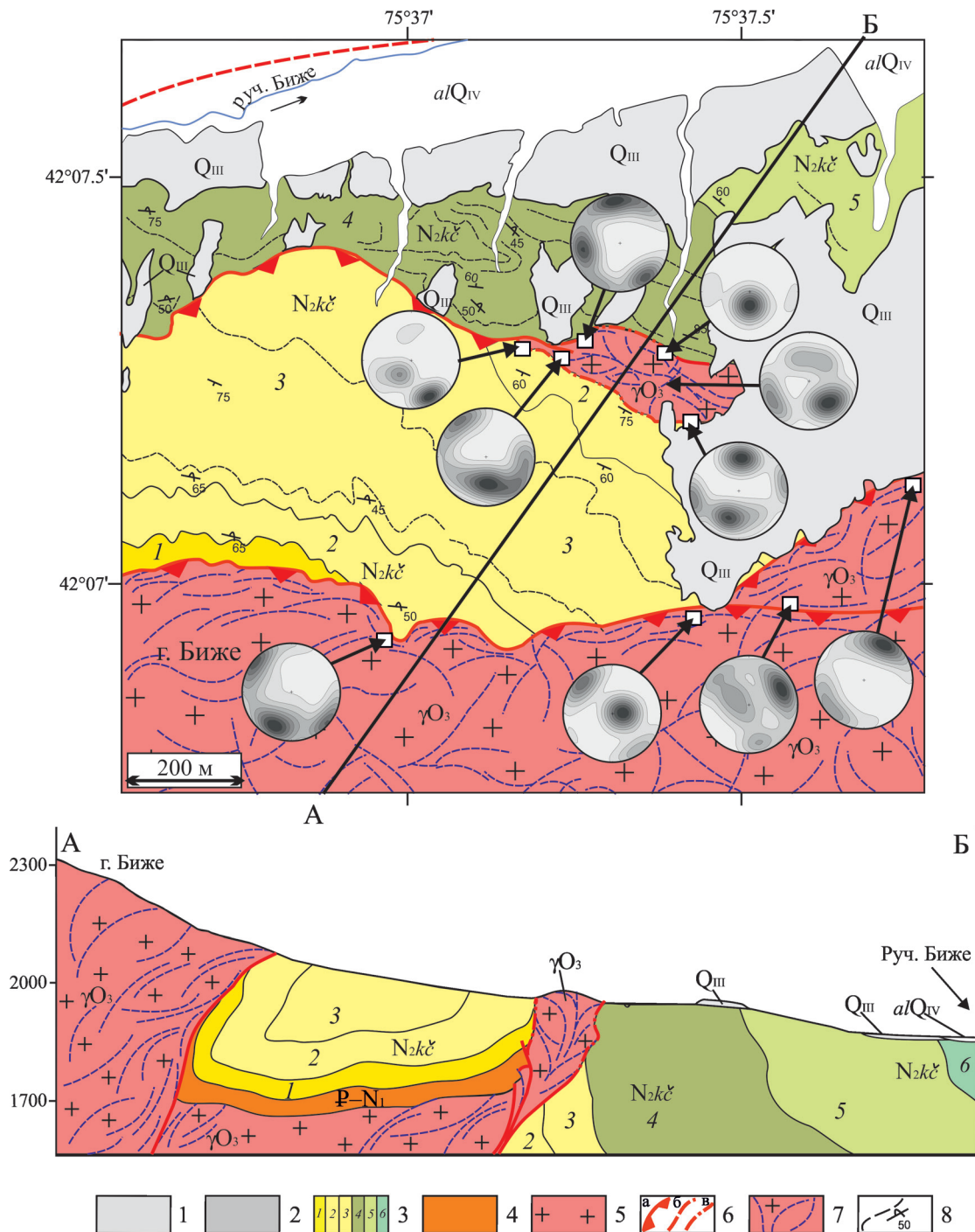


Рис. 9. Геологическая карта и разрез южного борта Кочкорской впадины (местоположение см. на рис. 8).

1–5 – отложения: 1 – аллювий, голоцен (Q_{IV}), 2 – делювий, поздний плейстоцен (Q_{III}), 3 – кочкорская свита, плиоцен ($N_2kč$), нумерация пачек от подошвы к кровле, 4 – красноцветы, палеоген–нижний миоцен ($P-N_1$), 5 – граниты (γO_3); 6 – типы контактов: разломы (а) неясного типа (б), протыкания, протрузивный (в); 7 – система трещиноватости; 8 – горизонты и элементы залегания. На стереограммах: ориентировки полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера).

Fig. 9. Geological map and cross-section of the Kochkor depression southern side (see fig. 8).

1–5 – sediments: 1 – alluvium, Holocene (Q_{IV}), 2 – talus deposits, Late Pleistocene (Q_{III}), 3 – Kochkor suite, Pliocene ($N_2kč$), packs numeration: from soles to roof, 4 – redstone deposits, Paleogene–Early Miocene ($P-N_1$), 5 – granites (γO_3); 6 – types of contacts: faults (a) undetermined (б), piercing contact, protrusive (в); 7 – fractures system; 8 – horizons and bed position. On the stereograms are the poles of crack's orientation in granites (lower hemisphere).

на отложениях палеогена–неогена, имеет линзовидную, вытянутую в широтном направлении форму и в рельефе образует межгорную котловину размером $\approx 50 \times 30$ км. Котловина расположена на высоте около 2000 м и обрамлена с севера – отрогами Киргизского хребта, с юга – хребта Терсей-Алатоо с отметками более 4000 м. Впадина в поперечном разрезе асимметрична, с наибольшей мощностью осадочного чехла (до 3000 м) в ее южной части. На северном борту осадочный чехол залегает полого, на южном – круто. Вдоль южного, крутого борта сконцентрированы сдвиги-надвиговые смещения и складчатые структуры позднеорогенной фазы альпийской активизации, возраст которых определяется по структурному несогласию в подошве плейстоценовых валунников как предплейстоценовый. Разноамплитудные вертикальные смещения плейстоценовых аллювиальных террас, которые увязываются со структурами неоген-палеогенового чехла, указывают на тектоническую активность области в течение всего квартала [1, 88].

Граница “фундамент-чехол” в центральном сегменте южного борта Кочкорской впадины тектоническая и маркируется Южнококорским разломом, который здесь представлен круто наклоненным к ЮЮВ взбросом. В зоне разлома неогеновые отложения интенсивно деформированы. Пласты осадочных пород стоят на головах, будинированы, осложнены дисгармоничными складками. На некоторых участках возникают зоны осадочного меланжа с перемешанными фрагментами пород разного литологического состава. Висячем крыле разлома при движении с запада на восток граниты контактируют со все более молодыми пачками неогенового разреза, косо срезая их. Граниты интенсивно дезинтегрированы (рис. 10). Породы представлены рыхлой бесструктурной массой, которая состоит из ма-

трикса, сложенного зернами “гранитных” минералов и фрагментов катаклазированного гранита дресвяной размерности. В матриксе “плавают” угловатые и округлые разноразмерные фрагменты менее измененных гранитов. Иногда разрыхленные граниты тектонически перекрывают отложения неогена в виде пологих приповерхностных козырьков – “наплывов”. Однако по простиранию картина меняется и наблюдается стратиграфическое залегание отложений осадочного чехла на гранитах. Таким образом, граница “фундамент-чехол” лишь местами является тектонической, а Южнококорский разрыв по простиранию смещается в область развития чехла аналогично зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. В широкой полосе вдоль разлома породы чехла смяты в складки. Синклинали разделены асимметричными антиклинальными гребневидными поднятиями, в ядрах которых обнажены нижние горизонты чехла или дезинтегрированные граниты фундамента (см. рис. 9). Поднятия ориентированы косо к общему простиранию структур и связаны с взбросами-сдвигами, оперяющими главный разлом и указывающими на левосторонние смещения в зоне южного борта впадины.

Граниты южного борта впадины разбиты несколькими системами трещин, меняющими ориентировку от участка к участку. Отчетливо проявлена система относительно пологих ветвящихся криволинейных трещин и разрывов с падением в южных румбах, которые расчленяют граниты на блоки, имеющие овоидную, линзовидную, ромбоздровидную формы и размер от первых до многих десятков метров. По границам линз и блоков, размерность которых увеличивается при удалении от контакта, наблюдаются зоны брекчирования и катаклаза. В свою очередь крупные линзы и блоки разбиты си-



Рис. 10. Тектоническая структура гранитов в южном борту Кочкорской впадины.

Светлая полоса – разновидность тектонической муки на поверхностях структурных уступов. Их происхождение связано с тектоническим перетиранием гранитов в зонах дробления.

Fig. 10. Tectonic structure of granites in southern board Kochkor depression.

Light stripe is a kind of tectonic flour on the surfaces of structural ledges. Their origin related to the zones of tectonic grinding of granites.

стемой трещин более высоких порядков, среди которых статистически выявлено преобладание сколовых субвертикальных нарушений СВ и СЗ простирания. Эти трещины обеспечивают дезинтеграцию крупных блоков на пластинчатые фрагменты меньшей размерности (до метра, реже более). В целом инфраструктура гранитов слабо упорядочена и представляет собой разноразмерный катаклазит.

В южном крыле Южнококчорского взброса в разных частях гранитного массива фиксируются трещины разной ориентировки (см. рис. 9). Положение максимумов плотностей, указывающих на преобладание пологих или крутопадающих систем трещин, заметно различается даже на соседних участках. Системы крутопадающих трещин СЗ простирания формируют хорошо выраженные максимумы в СВ и ЮЗ квадрантах и постепенно меняют свою ориентировку вдоль бортовой зоны. При движении с запада на восток падение меняется с северо-восточного на юго-западное, а простирание трещин в восточной части изученного участка приближается к субширотному. Такая закономерность может объясняться изменением положения Южнококчорского разлома, по отношению к которому крутопадающие трещины ориентированы косо и сохраняют постоянный угол около 45° . “Размазывание” и смещение максимумов плотности трещин относительно вертикальной оси свидетельствуют о наличии веерных систем трещиноватости. Субвертикальные трещины северо-восточного простирания на рассмотренном участке выражены не столь отчетливо и иногда формируют единый пояс с пологими трещинами того же простирания, ограничиваемыми линзовидные структуры.

К северу от главного Южнококчорского взброса, уже в пределах поля осадочного чехла, расположено небольшое, вытянутое субширотное тело палеозойских гранитов, которые тектонически прорывают неогеновые отложения, контактируя с разными по возрасту пачками кокчорской серии (см. рис. 9). Граниты приурочены к взбросу, который ограничивает с севера одну из ступеней борта впадины, имеющую синклинальную структуру, и является опоясывающим по отношению к главному разлому. Расположенные севернее пласты осадочного разреза, в непосредственной близости от разлома стоящие вертикально, выколаживаются к центру впадины. В рельефе граниты образуют валовообразный выступ с выраженным западным периклинальным замыканием; восточное окончание массива перекрыто четвертичными осадками. В отличие от обрамляющих пород чехла граниты интенсивно тектонизированы: разбиты системами крутых трещин и разрывов субширотного, меридионального и СВ простираний. Разрывы ветвятся, пересекаются между собой и часто имеют волнистые поверхности сместителей, с чем связаны множественность и расплывчатость максимумов плотностей на стерео-

граммах. Субширотные крутые трещины проявлены на стереограммах в виде незамкнутых поясов, что свидетельствует о наличии линзовидных структур субширотной ориентировки. Субширотные нарушения в вертикальном срезе образуют симметричную веерную структуру (“структуру цветка”). Наибольшие смещения отмечены по пологим и наклонным разрывам. Они разбивают массив на линзовидные блоки (до 10–25 м), длинные оси которых в южном борту массива наклонены на север, в северном борту – на юг. По границам блоков расположены зоны брекчирования и катаклаза. Внутри массива зафиксированы сдвиги-взбросовые смещения фрагментов аплитовых даек. Инфраструктура массива и характер взаимоотношений с чехольными комплексами в совокупности указывают на протрузивный характер внедрения гранитов.

Таким образом, граниты фундамента южного ограничения Кокчорской впадины в позднем кайнозое были тектонически переработаны, приобрели катакластическую инфраструктуру и сформировали серию купольных и протрузивных структур, что свидетельствует об их объемной подвижности. **3D-подвижность холодных гранитных масс** подтверждается и пликативной деформацией поверхности фундамента (дочехольной поверхности выравнивания), которая произошла в постплиоценовое время и привела к оформлению современной морфоструктуры территории. Добавим: тектоническая ситуация и поведение гранитов южного борта Кокчорской впадины сходны с таковыми зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта.

Сусамырский массив

Особенности постмагматической тектоники верхнеордовикских гранитов Сусамырского массива (Джумгольский хребет) (см. рис. 2, рис. 11) были рассмотрены ранее [28]. Основная масса гранитов массива интенсивно раздроблена и переработана тектоническими процессами. Яркой чертой инфраструктуры гранитов является наличие нескольких систем различно ориентированных трещин и разрывов, которые обеспечивают структурную делимость массива и превращают его в сложный агломерат разноразмерных блоков. Широко развиты слайс-структуры – субвертикальные или крутопадающие субпараллельные трещины и разломы, рассекающие массив в виде роев пластин толщиной от 10–15 до 30–50 см, иногда до метра и более (рис. 12). Трещины ветвятся, сливаются друг с другом под острым углом и вновь расходятся, образуя линзовидно-ветвистый рисунок. Между роями слайс-структур сохраняются линзы, блоки и полосы относительно слабо деформированных гранитов. В местах пересечения различно ориентированных систем субвертикальной нарезки в границах возникает подобие столбчатой отдельности.

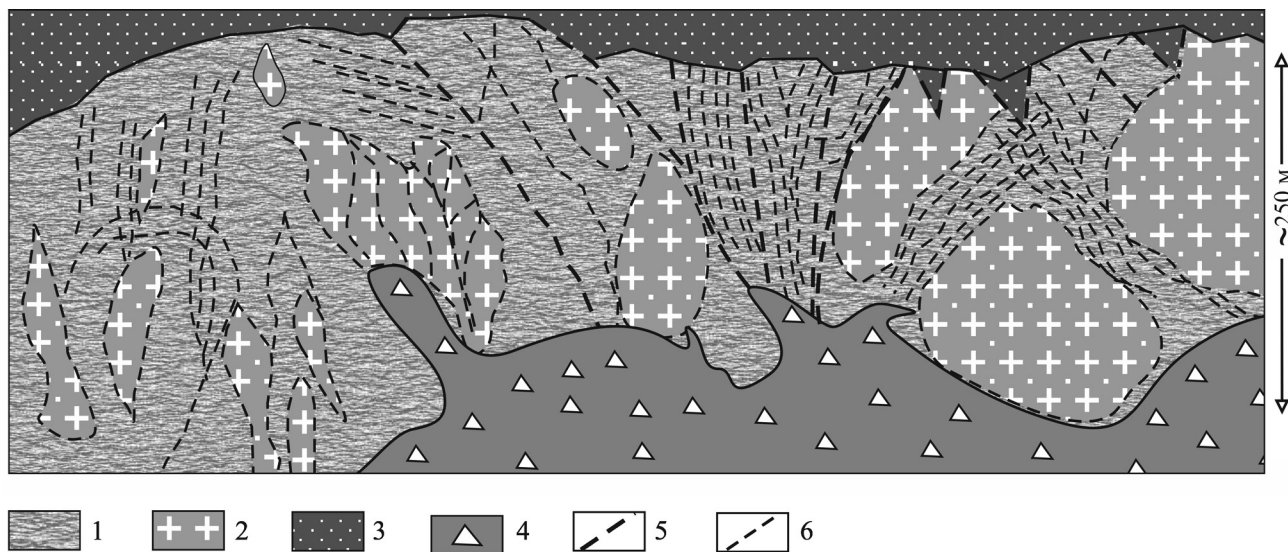


Рис. 11. Тектоническая структура гранитов Сусамырского массива.

1–2 – граниты верхнего ордовика: 1 – раздробленные и катаклазированные, 2 – блоки и линзы слабо деформированных гранитов; 3 – породы палеозоя; 4 – осыпь; 5 – зоны разрывов, смещающих поверхность кровли массива; 6 – рои трещин и мелких разрывных нарушений.

Fig. 11. Tectonic structure of the Susamyr massif granites.

1–2 – Upper Ordovician granites: 1 – fragmented and broken down granites, 2 – blocks and lenses weakly deformed granites; 3 – Paleozoic rocks; 4 – talus; 5 – ruptures with displacement of granite massif roof; 6 – swarm of cracks and small ruptures.

Характерно неупорядоченное (хаотичное) расположение фрагментов, отражающее дифференцированные движения элементов блоковой среды. Распространены веерные структуры: системы разрывов, зон скалывания и расщепления, образующие в совокупности раскрывающийся к поверхности веер. Веерным структурам в кровле купола (так же, как в массиве Чункурчак 1) соответствуют системы малоамплитудных (десятки метров) клавишных грабенов и горстов. Их образование связано с вертикальным выдвиганием массива и растяжением поверхности “выгиба” кристаллического фундамента [28, 73].

Ю.А. Морозов показал [30], что большую роль в этом процессе дезинтеграции гранитов играет катаклаз, который нарушает сцепленность минеральных зерен и первичную кристалличность породы, обуславливая агрегатную подвижность матрикса и его повышенную способность к перемещению в пространстве. Слабая цементация матрикса, отсутствие существенной перекристаллизации, свойственной бластокатаклазитам средней коры, наличие гипергенных минералов – все это указывает на приповерхностный уровень протекания катакlastических процессов. В результате постмагматической деструкции, которая привела к потере внутренней связности, резко понижена эффективная вязкость пород и, как следствие, происходит тектоническое квазипластическое выжимание гранитов

в верхние горизонты горного сооружения и формирование протрузивных структур (рис. 13).

Гранитные массивы обрамления Иссык-Кульской впадины

Описание альпийской тектоники гранитов района Иссык-Кульской впадины и библиография приведены в [31], и здесь мы дадим лишь краткое обобщение. Впадина выполнена терригенными отложениями нижней юры и палеогена–квартера (суммарная мощность 4.5 км [75]). Гранитный фундамент распространен на всей площади депрессии, в том числе под той ее частью, которая занята акваторией озера [4]. Граниты обнажены в обрамляющих впадину хребтах Кунгей-Алатоо (с севера) и Терской-Алатоо (с юга), а также образуют небольшие, выраженные в рельефе массивы в области распространения осадочного чехла [19, 70, 78]. Нами изучено несколько гранитных массивов (рис. 14, 15), которые представляют собой асимметричные в поперечном сечении купола-складки разного размера. Ядра структур сложены гранитами, крылья – осадочными породами кайнозоя. Кровля гранитных ядер имеет плавные очертания, наклон шарниров на периклиналях до 30–50°, осевые плоскости вертикальны или круто наклонены к северу или к югу. Гранитные массивы в плане имеют форму овалов субширотного простирания, приподнима-



Рис. 12. Слайс-структуры (структуры “нарезки”) в гранитах Сусамырского массива.

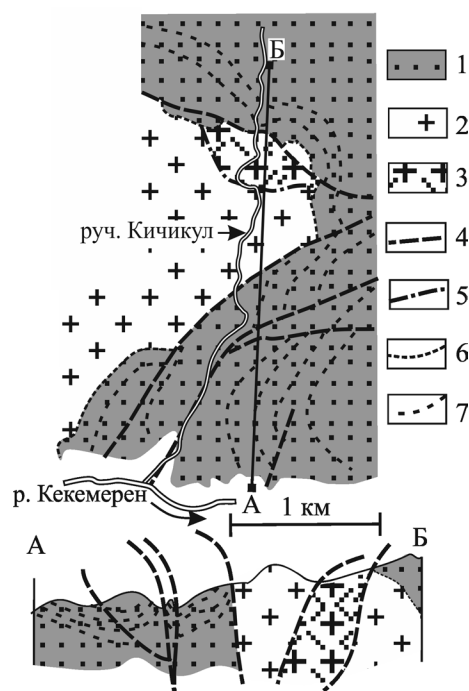
Fig. 12. Slice structures (structure of "slicing") in the Susamyr granite massif.

Рис. 13. Геологическое строение участка СЗ бор-та Джумгальской впадины по данным Ю.А. Морозова [30].

1 – отложения киргизской свиты (олигоцен–нижний миоцен), 2 – граниты (верхний ордовик), 3 – катаклазированные граниты (верхний ордовик) с красноцветной корой выветривания, 4 – разрывы с преимущественно сдвиговой кинематикой, 5 – надвиги, 6 – стратиграфические границы, 7 – линии напластования.

Fig. 13. Geological structure of the Northwest Board Dzhumgal depression according to Y. Morozov [30].

1 – deposits of the Kyrgyz formation (Oligocene–Lower Miocene), 2 – granites (Upper Ordovician), 3 – broken down granites (Upper Ordovician) with crust of weathering, 4 – faults with a predominantly strike-slip kinematics, 5 – overthrusts, 6 – stratigraphically limits, 7 – rock stratification.



ют и деформируют отложения плитно-орогенного чехла и, занимая высокое гипсометрическое положение, образуют геоморфологические аномалии.

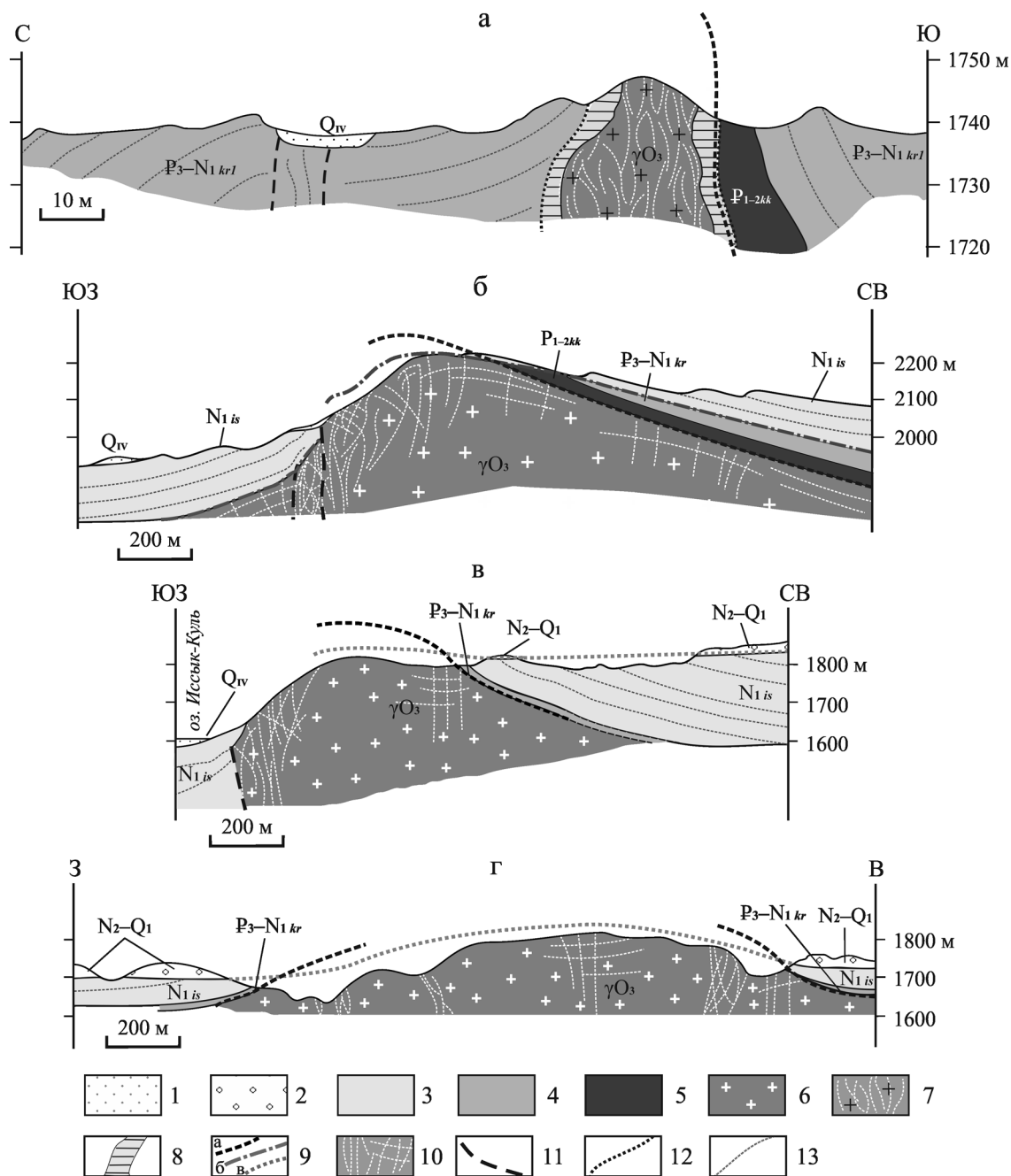


Рис. 14. Гранитные массивы Иссык-Кульской впадины: Кызыл-Булак (а), Кызыл-Чоку (б), Пришиб (в, г).

1 – голоценовые отложения (Q_{IV}); 2 – шарпылдагская свита (N_2-Q_1); 3 – иссыккульская свита ($N_1 is$); 4 – киргизская свита ($P_3-N_1 kr$); 5 – коктурпакская свита (P_1-2kk); 6 – граниты (γO_3); 7 – выветрелые граниты (γO_3); 8 – катаклазированные и карбонатизированные граниты; 9 – поверхности выравнивания: предпалеоценовая (а), позднемiocеновая (б), позднелиоценовая (в); 10 – трещиноватость в гранитах; 11 – разломы; 12 – контакт протрузивного типа; 13 – элементы стратификации.

Fig. 14. Granite massifs of Issyk-Kul basin: Kyzyl-Bulak (а), Kyzyl-Choku (б), Prishib (в, г).

1 – Holocene deposits (Q_{IV}); 2 – Sharpyldag formation (N_2-Q_1); 3 – Issyk-Kul formation ($N_1 is$); 4 – Kyrgyz formation ($P_3-N_1 kr$); 5 – Kokturpak formation (P_1-2kk); 6 – granites (γO_3); 7 – weathered granites (γO_3); 8 – restructured and carbonatized granites; 9 – surfaces alignment: Pre-Paleocene (а), Upper Miocene (б), Upper Pliocene (в); 10 – fractures within granites; 11 – faults; 12 – protrusive contacts; 13 – stratification elements.

Породы чехла обычно залегают на гранитах стратиграфически, но иногда контакты нарушены малоамплитудными послойными и секущими разло-

мами, в частности антитетическими сбросами. Изгиб осадочных пластов конформен изгибу поверхности гранитных массивов, которая отвечает доче-

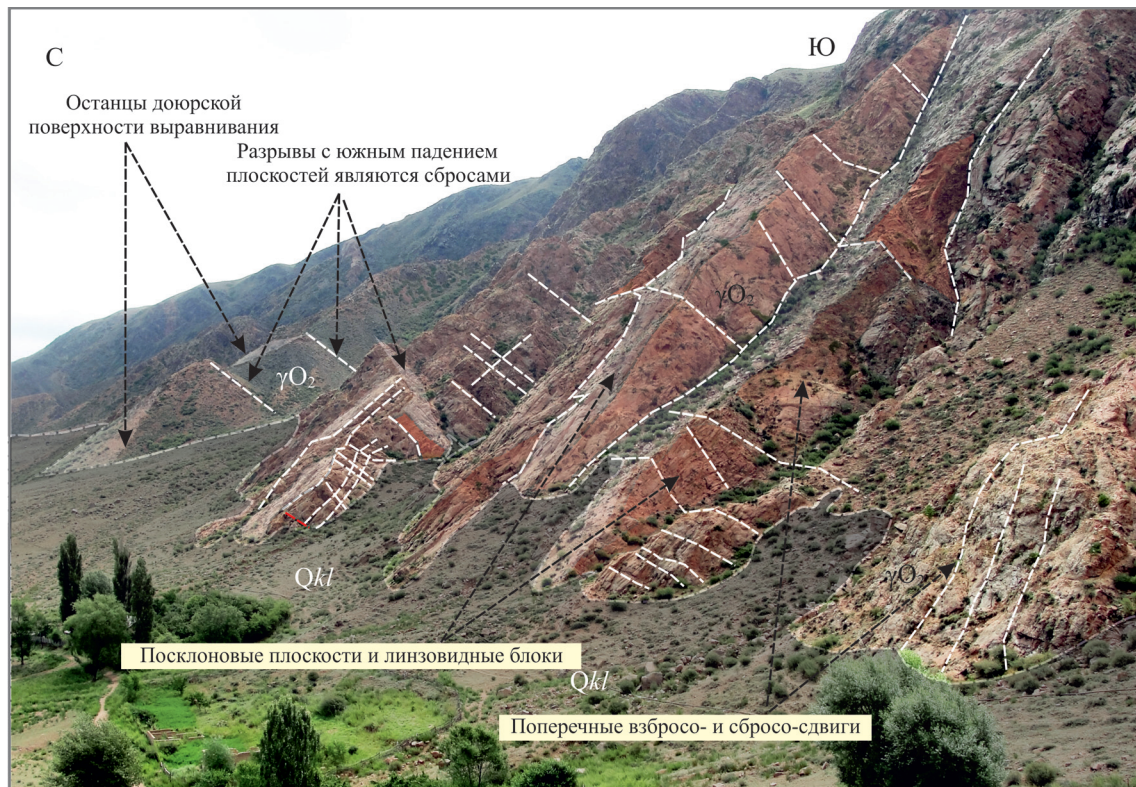


Рис. 15. Блочная структура гранитов массива Чункурчак 1 (описание см. в тексте).

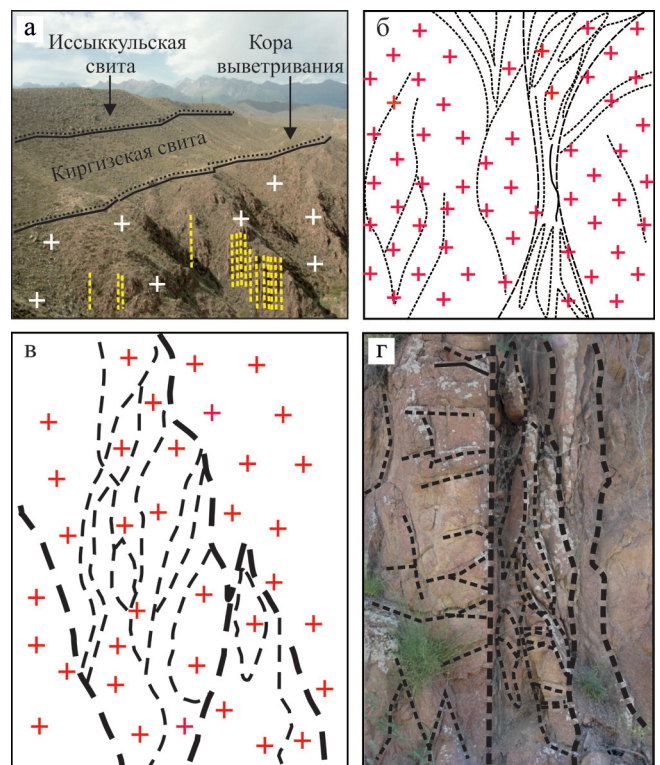
Fig. 15. Joint blocs structure of the Chunkurchak 1 granite massif (description in the text).

Рис. 16. Тектоническая структура массива Пришиб.

а – слайс-структуры в гранитах; б, в, г – различные типы мезоструктур.

Fig. 16. Tectonic structure of the Prishib granite massif.

а – slice-structures; б, в, г – different types of mesostructures.



хольной поверхности выравнивания. Отдельные выходы гранитов представляют собой протрузивные внедрения, протыкающие вышележащие толщи чехла.

Граниты дезинтегрированы на мега-, макро-, мезо- и микроуровнях (рис. 16). Характерны структуры нескольких морфо-кинематических типов: ортогонально и диагонально сопряженные субвертикальные и крутопадающие системы разломов и открытых трещин раздвигового типа; трещинно-разломные системы, субпараллельные поверхности купола; разрывы субширотного простирания, с падением плоскостей сместителей в южных румбах (возможно, антитетические сбросы); извилистые системы разломов и трещин с взбросо-надвиговой кинематикой; крутые разломы со сбросо-взбросо-сдвиговой кинематикой, с преимущественно суб-

широтной и субмеридиональной ориентировкой; системы субвертикальных или круто наклонен-

ных роев субпараллельных разломов со взбросо-сдвиговой кинематикой (слайс-структуры). В совокупности формируется сложная сетка разломно-трещинных структур, определяющая разномассштабную и разнотипную делимость пород в пределах массива. Домены делимости трехмерны и образуют сочетание ромбовидных, линзовидных и квазисферических форм, веерных и клавишных структур. В разных доменах степень и стиль внутренней переработки различны: от практически ненарушенной породы до микрокатаклазита. На границах доменов развиты интенсивное рассланцевание, микробрекчирование, катаклаз минеральных зерен. Деформация рассредоточена по множеству малоамплитудных структурных элементов, но она охватывает массивы целиком, и движение горных масс происходит в виде условно единого квазипластичного объема.

Таким образом, граниты фундамента Иссык-Кульской впадины испытали постмагматическую переработку и задействованы в оформлении морфоструктурного плана территории. Общая тенденция движения массивов, вытекающая из анализа структурно-кинематических парагенезов и статистического анализа трещин, свидетельствует о взбросо-сдвиговой кинематике горных масс фундамента Иссык-Кульской впадины.

ОБОБЩЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Тектоническая структура гранитов Северного Тянь-Шаня и их взаимоотношение с отложениями чехла в разных массивах сходны, что позволяет сделать некоторые общие выводы. Большинство внутригорных впадин региона пространственно тяготеют к той его части, фундамент которой представлен преимущественно гранитами (см. рис. 2), из чего следует, что имеется некая зависимость между составом пород (граниты) и морфоструктурным выражением тектонических процессов и что граниты обладают агрегатным состоянием и реологией, допускающими объемное перераспределение горных масс.

Особенности морфоструктуры

Главной структурной поверхностью, которая позволяет расшифровывать морфоструктуру региона, является постскладчатая поверхность выравнивания. Она бронируется отложениями коктурпакской свиты палеоцена–эоцена и отделяет фундамент от кайнозойского чехла [72, 74]. Архитектурный облик территории, который вырисовывается из анализа этой поверхности, представляет собой совокупность обширных сопряженных антиклинальных и синклинальных перегибов, чередующихся в поперечном сечении орогена. Э. Арган обозначил их как “мегаскладки основания”, Г. Штилле

назвал “складками большого радиуса кривизны”. Антиклиналям соответствуют горные хребты, синклиналям – межгорные и внутригорные впадины. В плане эти морфоструктуры имеют овальную форму и отчетливую двускатность вершинной поверхности [70].

Зоны сопряжения поднятий фундамента и впадин представлены различно. Они могут быть выражены крутыми флексурами с размахом вертикальных движений во многие километры. Флексуры осложнены разломами: взбросо-надвигами, взбросо-сдвигами и сдвигами, редко надвигами. Разрывные дислокации проявляются не повсеместно и бывают рассредоточены в широкой зоне диффузного сдвига [42]. Разломы обычно расположены под острым углом по отношению к генеральному простиранию флексур и переходят из зоны флексуры в поле развития фундамента (поднятия) и чехла (впадины). На отдельных участках возникают козырьковые надвиги и “наплывы” фундамента на отложения впадин, но масштабные шарьяжно-надвиговые перекрытия осадочного чехла породами фундамента прямыми наблюдениями нигде не подтверждены. Участки разломного сопряжения чередуются с участками плавного перегиба. На отдельных участках контакты пологие и отложения чехла залегают на породах фундамента стратиграфически. В соответствии с характером контактов впадины и поднятия могут быть симметричными или асимметричными. При ограничении разломами с двух сторон поднятия приобретают форму широкого клина, а впадины – рампа. Рассматривая сопряжения отрицательных и положительных морфоструктур в региональном масштабе, многие исследователи приходят к выводу, что сопряжения происходят без разрыва сплошности и мегаскладки по сути являются структурами пликативными [5, 19, 24, 28, 38, 41, 60, 70, 72, 74], что подтверждается и нашими наблюдениями. Разломы относятся к структурам наиболее молодым и производным от складчатых, и они лишь осложняют пликативную деформацию, свойственную описываемому участку, что характерно и для других районов Тянь-Шаня [10, 29]. Поскольку значительная площадь доороженного непенлена Северного Тянь-Шаня сложена гранитами, то очевидно, что граниты также деформированы пластически.

К положительным морфоструктурам второго порядка, в строении которых участвуют граниты, относятся купола-антиклиналы, расположенные в пределах крупных внутригорных впадин. Они имеют форму овалов и линз субширотного простирания протяженностью 1–7 км при соотношениях осей 1 : 1.5–1 : 10. Выступы гранитов возвышаются на фоне полого залегающих отложений чехла, наклон которых становится круче лишь при приближении к гранитному ядру. В поперечном разрезе купола, как правило, асимметричны. Наклоны в по-

логом крыле составляют 10–15°, в крутом 25–45°, редко до 60°, но наблюдаются и крутые наклоны поверхности фундамента вплоть до запрокинутого залегания [29, 36, 41, 60]. На пологих склонах отложения чехла залегают на гранитах стратиграфически с корой выветривания в основании и обычно не деформированы. Крутые контакты в большинстве случаев представлены флексурными перегибами в сочетании с тектоническими срывами, разломами ограниченной амплитуды и зонами повышенной тектонизации, которая захватывает и граниты, и прилегающие осадочные отложения. Гранитные разломы (обычно взбросо-сдвиги или сдвиги), в случае их наличия, либо отклоняются от контакта и переходят в тело массива и (или) осадочно-го чехла, либо затухают по простирацию. Наблюдаются малоамплитудные козырьковые надвиги гранитов на отложения чехла, осложняющие разломы со взбросо-сдвиговой кинематикой.

К орогенным морфоструктурам третьего порядка с гранитными ядрами относятся небольшие (десятки и сотни метров) кристаллические протрузивные тела, которые либо осложняют строение более крупных массивов (см. рис. 13), либо образуют самостоятельные массивы, приуроченные к линейным зонам концентрированной деформации (Кызыл-Булак) (см. рис. 14). Формирование последних связано с выведением гранитов на дневную поверхность с глубины, по крайней мере, нескольких сотен метров.

Таким образом, морфоструктура Северного Тянь-Шаня отражает преимущественно объемную реидную деформацию горных масс фундамента. При этом положительные морфоструктуры с гранитным ядром являются геоморфологическими аномалиями, так как раздробленные и превращенные в рыхлую дезинтегрированную массу породы, податливые размыву и выветриванию, образуют наиболее возвышенные участки рельефа, что возможно лишь при механическом нагнетании вещества. Появление гранитных протрузий свидетельствует о значительной объемной подвижности этой категории горных пород, и амплитуда вертикального воздымания гранитных масс относительно днища впадин составляет 8–9 км, а с учетом их денудации – не менее 10–12 км.

Особенности инфраструктуры гранитов фундамента

Крупные впадины Северного Тянь-Шаня тяготеют к области развития “гранитного” фундамента, что, по-видимому, свидетельствует об особой реологической податливости гранитов. Последние в той или иной степени деформированы. Основными деформационными элементами инфраструктуры гранитов являются разломы, трещины, брекчи, катаклазиты, рекристаллизация минеральных зе-

рен, которые проявлены практически по всему объему гранитных массивов и организованы в решетчатую систему, в ячейках которой в виде прямоугольных, ромбоэдрических, линзовидных или сфероидальных фрагментов сохраняются менее измененные разности пород. Степень, стиль и масштаб дезинтеграции меняются от места к месту, но наибольшим распространением пользуются структуры мезоуровня (сантиметры–метры). Деформация рассредоточена по множеству структурных элементов и не нарушает принципиально внутреннее единство массива и сплошность ограничивающей его поверхности. Перемещение и деформация массивов в целом осуществляется *in block* в результате малоамплитудных дифференциальных подвижек по множественным нарушениям. При этом зачастую на контакте гранит-осадочный чехол, даже в случае его интенсивной пликативной деформации отсутствуют послойные срывы и сохраняются первичные стратиграфические взаимоотношения. Эти наблюдения согласуются с представлениями механики о сосуществовании двух состояний блочной среды – консолидированном и неконсолидированном [26]. Массив в целом деформируется как единое структурное образование (квазиконсолидированное тело), и в то же время массиву свойственны относительно независимое деформирование его составных частей (блоков) и их дифференциальное перемещение – в этой ипостаси скальные породы с блоковой структурой рассматриваются как неконсолидированные.

Отмечена масштабная иерархия деформаций, принципиально не противоречащая известной иерархии блоковой размерности [59]. Микробрекчи, микрокатаклазиты и зонки рассланцевания маркируют границы доменов мезо- и макроуровней (≈0.5–10 м). Относительные смещения последних обеспечивают квазипластичные изгибы с размерностью на 1–2 порядка выше среднего размера обособленных доменов, а именно флексурные перегибы, складчатые деформации кровли гранитного фундамента, выступы протрузивного типа с радиусом кривизны ≈10–200 м. Крупные изгибы антиклиналей (с радиусом кривизны более 400 м) обеспечиваются крупноблочной делимостью на домены размером ≈10–300 м, ограниченные зонами концентрации деформаций мезоуровня и малоамплитудных разрывов. Среди дизъюнктивов зафиксированы раздвиговые, сдвиговые, надвиговые, сдвиго-взбросовые и другие типы перемещений, амплитуды которых незначительны. В разных, часто соседствующих блоках и доменах ориентировка систем трещин и полей напряжений может быть различна, что указывает на дифференциальную подвижность отдельных фрагментов (см. рис. 10, а также [27, 40, 50, 61]). Напряженность и стиль структурной перестройки пород в разных гранитных массивах различны, и выстраивается условный ряд

от относительно простой инфраструктуры до полной переработки пород и превращения их в мезо- и микрокатаклазит. Наблюдается зависимость интенсивности внутренней тектонической переработки от амплитуды и формы пространственного перераспределения пород. Так, граниты массивов Пришиб и Кызыл-Чоку, имеющие небольшие абсолютные превышения над общим уровнем залегания фундамента, не осложняющие существенно пологого залегания чехольного комплекса и, по-видимому, испытавшие незначительное объемное перераспределение горных масс, обладают относительно простой инфраструктурой. Крупные массивы с абсолютными отметками 2.5–4.0 км и испытавшие подъем на 8–9 км (например, Чункурчак I и Сусамырский) обладают весьма напряженной инфраструктурой и подверглись существенной тектонической переработке. Граниты протрузивных тел и краевые зоны крупных массивов полностью дезинтегрированы вплоть до степени микрокатаклазита.

Структурная перестройка пород фундамента и чехла выражена в разных формах и имеет разную интенсивность. Внутренние деформации в чехольных комплексах, за исключением отдельных зон концентрированной деформации, крайне незначительны, и отложения чехла образуют открытые пликативные формы, нарушенные редкими разломами. Фундамент также испытывает пликативные деформации, что запечатлено в изгибах его поверхности, но при этом инфраструктура пород фундамента (в нашем случае – гранитного), напротив, интенсивно преобразована и породы испытали объемное сдвиговое (в механическом смысле) тектоническое течение. Т.е. налицо резкая структурная дисгармония между фундаментом и чехлом, которая возникла на плитной и орогенной стадиях развития территории.

МЕХАНИЗМЫ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ И ЭКСГУМАЦИИ ГРАНИТОВ

Явление постмагматического выдвигания гранитных масс в верхние горизонты коры, формирование ими положительных форм рельефа и интенсивная структурная переработка кристаллических масс, в частности гранитов, неоднократно обсуждались в литературе [3, 22, 34, 41, 47, 69, 71, 76, 84, 87], в том числе авторами этой статьи [29, 30, 31, 51]. Выделены две группы факторов, ответственных за постмагматическую дезинтеграцию гранитов (библ. в [29, 31, 51]): 1) факторы, связанные с их магматической природой (прототектонические): метасоматоз, гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект; 2) факторы, действующие независимо от первичной природы гранитов (в первую очередь – тектонические).

Прототектонические факторы

Гидротермально-пневматолитовые процессы проявляются на стадии остывания массива, приводят к образованию пористых минеральных агрегатов, способствуют уменьшению связности породы. *Контракционная усадка* обусловлена остыванием пород и связана с разной степенью термоусадки минералов, прежде всего кварца и полевых шпатов [62, 63]. У плагиоклазов и калиевых полевых шпатов при снижении T с 600 до 20°C термоусадка невелика ($\approx 1.15\%$), у кварца же, занимающего 25–30% объема породы, при том же перепаде T усадка в 3–5 раз больше, чем у полевых шпатов, что вызывает грануляцию на зерновом и межзерновом уровнях. Результирующая “контракционная пустотность” оценивается в 2–8% от объема остывающего массива [44]. *Тектоно-кессонный эффект* проявляется при остывании массива и подъеме гранитов из области высокого $P_{\text{плт}}$ на уровни с более низкими его значениями. При изотермическом подъеме гранитов с глубины 3 км (1 кб) увеличение объема межзернового пространства составляет 0.02%. При повышенном градиенте (60–100°C/км и более) внутренняя пористость увеличивается на 0.15% [44, 45, 62, 63] и в зонах активизации тепловая контракция может дать существенный вклад в деструкцию пород. При выведении гранитов на более высокие уровни коры создается и перепад давлений, который при подъеме на 3–5 км и при коэффициенте прочности гранита на растяжение около 100 МПа (≈ 1 кбар) достаточен для его разрушения.

Еще одним фактором дезинтеграции, который связан с первичным составом гранитов и признаки которого сохраняются в породах, слабо переработанных поздними процессами, является динамическая рекристаллизация, детально изученная для кварц-полевошпатовых пород [86, 89]. В интервале температур 250–400°C процесс реализуется путем “вспучивания” границ минеральных зерен (BLG **грануляция**, от англ. “**bulging**”) или обособления и вращения субзерен (SGR **грануляция**, от “subgrain rotation”), приводя к уменьшению размерности зерен, микробрекчированию, “разрыхлению” породы и дифференциальной подвижности ее компонентов, которая в реологическом смысле отвечает вязкому течению [86]. Переход пород в дискретное состояние снижает их эффективную вязкость и вызывает дилатансию, что способствует увеличению пористости и реализации 3D-течения пород.

Таким образом, очевидно, что потенциальная неизбежность дезинтеграции гранитов заложена в специфике их первичной петрографической структуры и минералогии и прототектонические факторы (особенно контракция и декомпрессия) играют заметную роль в постмагматической переработке гранитов, придавая им первичную дискретность и

служа “предподготовкой” для проявления последующей структурной перестройки горных масс.

Тектонический фактор

Роль тектоники в дезинтеграции гранитов неоднократно подчеркивалась (библ. в [29, 30, 51]). О значении тектоники в процессе дезинтеграции гранитов Тянь-Шаня свидетельствуют: объемная катакластическая дезинтеграция с возникновением структур разного масштаба и морфологии (шаровых, ромбоэдрических, линзовидных, черепитчатых, слайс-структур, структур веера и пр.), необъяснимых с позиций динамической разгрузки; наличие зон брекчирования, расщепления и милонитизации; структурно-кинематический парагенез, указывающий на объемное течение пород; деформация кристаллов и формирование новых гипергенных минеральных фаз; деформации, не совпадающие по форме и рисунку с прототектоническими; фрагментация и деформация даек и жил; макро- и микротрещиноватость и пластическая деформация минеральных зерен; перекристаллизация и укрупнение зерен, иногда с однонаправленной ориентировкой; складчатая деформация поверхности гранитных массивов; выведение гранитных тел на высоту, превышающую величины, определяемые возможностями изостазии и архимедовой силы [69]; отсутствие условий для формирования трещин, субпараллельных поверхности купола, на глубинах более 3 км в связи с компенсацией растяжения литостатической нагрузкой [6, 7].

Таким образом, деструкция пород фундамента проявляется в различных формах, на разном масштабном уровне и обусловлена комплексом физико-механических факторов. Потенциальная неизбежность механического разрушения гранитов заложена в специфике их первичной структуры и минералогии. Однако прототектонические факторы лишь создают предпосылку для дальнейшей структурно-тектонической переработки пород, которая, являясь основным фактором, приводит к оживлению протоструктур, возникновению набора новых и окончательному преобразованию первично монолитных пород в раздробленную, пористую субстанцию. Этому процессу содействует и минеральная перестройка, связанная с карбонатизацией и каолинитизацией пород в умеренно- и низкотемпературных условиях [31, 41, 43], сопровождающихся изменением реологических характеристик пород – понижением их эффективной вязкости.

Существуют различные объяснения эксгумации гранитов и образования ими положительных морфоструктур [3, 8, 23, 29, 30, 33, 46, 51, 66, 69, 71]. Рассматриваются действие изостазии и архимедовой силы; продолжающийся процесс гранитизации, который приводит к увеличению объема породной массы и выталкиванию ранее застывших пород;

плотностная инверсия; клиновидная форма тел, за счет которой они выдавливаются вверх под действием тангенциальных напряжений; активизация мантии и замещение мантийной литосферы астеносферой и пр. Все эти механизмы, по-видимому, в той или иной степени могут быть задействованы в процессе эксгумации, но ни один из них не объясняет необычайную объемную подвижность гранитных масс, без которой они не могут быть перемещены в пространстве и сформировать морфоструктуру, наблюдаемую в настоящее время.

Из приведенных в статье данных видно, что граниты после становления в качестве интрузивного тела испытали перемещение в пространстве, изменив форму залегания и внутреннее строение, и эти изменения связаны с проявлением объемной (3D) подвижности пород. **Причем изменение морфоструктуры гранитных тел, как уже подчеркивалось, в генеральном плане происходило путем квазипластического перераспределения горных масс.** Процесс хрупко-пластического течения, согласно [49], в свою очередь сопровождается механическим дроблением, микродиспергацией вещества, автобрекчированием, перекристаллизацией, грануляцией, “вскипанием” дислокаций, размножением и укрупнением пор. Возникают системы микротрещин, происходит существенное увеличение объема вещества.

Как известно [3, 8, 17, 23, 29, 41, 47, 51, 73, 76, 80, 82], для того чтобы твердое тело изменило форму, а поверхность этого тела испытала изгиб без разрыва сплошности (образовала складку, купол, серию куполов и складок), необходимо придать ему объемную (3D) подвижность или способность к течению в твердом состоянии, для чего должно произойти внутреннее перераспределение вещества, связанное с перемещением в пространстве отдельных его доменов или элементарных составляющих деформируемого объема пород, или сами эти составляющие должны изменить свою форму. Существует несколько способов структурной переработки кристаллических пород, которые обеспечивают их 3D-подвижность и изменение формы залегания: пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; катаклаз; меланжирование; динамическая рекристаллизация. Каждый из этих механизмов или их определенная совокупность приводят к дезинтеграции пород, потере ими внутренней связности и возникновению гранулярной структуры. Все перечисленные формы деформации, по отдельности и в совокупности, присутствуют в гранитах Северного Тянь-Шаня, формируя их гранулярную инфраструктуру, а наблюдаемые структурно-кинематические парагенезы и формы залегания свидетельствуют об объемной подвижности гранитных массивов и их хрупко-пластическом течении.

Эти наблюдения согласуются с данными механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики [9, 15, 16, 17, 23, 26, 48, 54, 79, 81, 83, 85, 90], которые показывают, что переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу и вызывает эффект дилатансии, что в свою очередь вызывает объемную подвижность горных масс и их реидное течение². Объемная подвижность – фундаментальное свойство блочной среды [26].

Одним из следствий перечисленных явлений и процессов является понижение вязкости (увеличение текучести) пород, что в условиях неоднородного поля напряжений приводит в действие механизм вязкостной инверсии [47]. В результате происходит пространственное перераспределение горных масс: их перетекание из областей относительно высоких напряжений в области относительной декомпрессии, в частности выжимание “текучих” масс в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности. Поднимающиеся массы внедряются в верхние горизонты коры, образуя соответствующие морфоструктуры. Одним из доказательств высокой подвижности пород и их и тектонического “выжимания” являются кристаллические протрузии³. При этом необходимо учитывать, что течение горных масс происходит в условиях чередующихся режимов транспрессии и транстенсии [5, 28, 30, 42, 43, 56, 60, 66, 78], т.е. в региональном сдвиговом поле напряжений.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы относительно постмагматической тектоники гранитов Северного Тянь-Шаня: 1) гранитные массивы испытали интенсивную постмагматическую тектоническую переработку, которая выражена в их объемной дезинтеграции в различных формах ее проявления; 2) граниты являются

субстанцией, наиболее легко подверженной дезинтеграции на уровне как прототектонических, так и последующих тектонических процессов, что способствует их переходу в разряд дискретных (гранулированных) сред и, как следствие, уменьшает их вязкость и увеличивает возможность их квазипластического течения; 3) морфоструктурным выражением этих процессов является образование пликативных изгибов поверхности фундамента, складок, куполов и кристаллических протрузий, что свидетельствует о существенной тектонической трансформации доорогенной морфоструктуры; 4) механизмом подвижности дезинтегрированных гранитов является реидная деформация, включающая пластическое, вязкопластическое, катакlastическое и другие виды течения твердых тел.

Таким образом главными факторами, ответственными за поведение гранитов в пределах верхней коры региона на плитном и орогенном этапах и их эксгумацию на дневную поверхность, являются высокая объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии. К этому нужно добавить, что логика развития процесса тектонического течения, многочисленные эксперименты и численное моделирование [18, 35, 37, 52, 53, 68 и др.] свидетельствуют, что вертикальные потоки вещества, возникающие в условиях нестационарного напряженного состояния, неотъемлемо сопряжены с латеральными потоками, и совместно образуют единую геодинамическую систему. Возникновение синусоидальной формы поверхности фундамента с закономерным чередованием положительных и отрицательных перегибов в настоящее время может быть удовлетворительно объяснено механизмом изгибной неустойчивости [35], суть которого заключена в том, что в условиях напряжения субгоризонтального сжатия (характерного для региона) и реологической расслоенности литосферы (подтверждено данными геофизики) происходит перераспределение в пространстве наиболее реологически податливых слоев коры и литосферы и возникает волновая картина распределения сводов (зон нагнетания) и впадин (зон оттока). Для территории западного сектора Южного Тянь-Шаня модель изгибной неустойчивости аргументирована в работах М.Г. Леонова [28]. Сходный вариант такой модели, хотя и без упоминания об изгибной неустойчивости, предложен В.И. Макаровым для киргизского сектора Тянь-Шаня [39].

Следовательно, есть все основания полагать, что возникновение мегаскладок поверхности фундамента на стадии альпийской активизации Тянь-Шаня, образование сопряженной системы впадина–поднятия и выведение гранитов в верхние горизонты коры связаны с объемным перераспределением (вертикальным и латеральным) горных пород в результате сочетания двух факторов – изгибной

² Реидность (от греч. «ρεος» – течение) – способность горных пород к течению в твердом состоянии [23, 80]. Понятие охватывает совокупность различных видов течения (вязкого, пластического, катакlastического и пр.) и их сочетаний [29]; введено в силу того, что в природных объектах одновременно проявляются разные механизмы необратимой деформации, и отнесение их к пластическим или хрупким зависит от масштабов объекта и проводимого исследования [65]. Понятие “реидное течение” в механике твердых тел эквивалентно понятию “тектоническое течение” в геологии, которое также подразумевает совокупное действие разных структурообразующих механизмов.

³ Термин “протрузия” введен Ч. Лайелем для обозначения первично интрузивных тел, которые затем – уже в твердом состоянии – были выдвинуты (выжаты) в вышележащие слои под действием тектонических сил.

неустойчивости и вязкостной инверсии. При этом необходимо подчеркнуть положение, которое неоднократно высказывалось ранее и логически следует из некоторых построений [20, 23, 25, 29, 37, 55, 80] и рассмотренного материала: верхняя кристаллическая кора не является “хрупкой” относительно действующих в ней тектонических сил и напряжений (как внешних, так и свойственных самой среде), а представляет собой субстанцию, обладающую свойством реидности, т.е. текучести в твердом состоянии. Не последнее место в этом процессе занимают граниты, составляющие до 70–80% объема верхней коры, так как именно они оказываются наиболее “податливыми” к тектоническим

воздействиям. Исходя из изложенного в статье фактического материала и логических умозаключений, можно предложить вариант модели альпийской тектоники и формирования современной морфоструктуры Тянь-Шаня, связанных с объемным перераспределением кристаллических масс фундамента, прежде всего гранитов (рис. 17).

Мы не затрагиваем в этой работе проблемы источников сил и напряжений, вызывающих деформацию фундамента Тянь-Шаня в целом, и не рассматриваем процессы, предполагаемые в глубоких горизонтах коры и литосферы региона: эти вопросы отражены во многих работах и нуждаются в специальном анализе. Однако необходимо подчеркнуть:

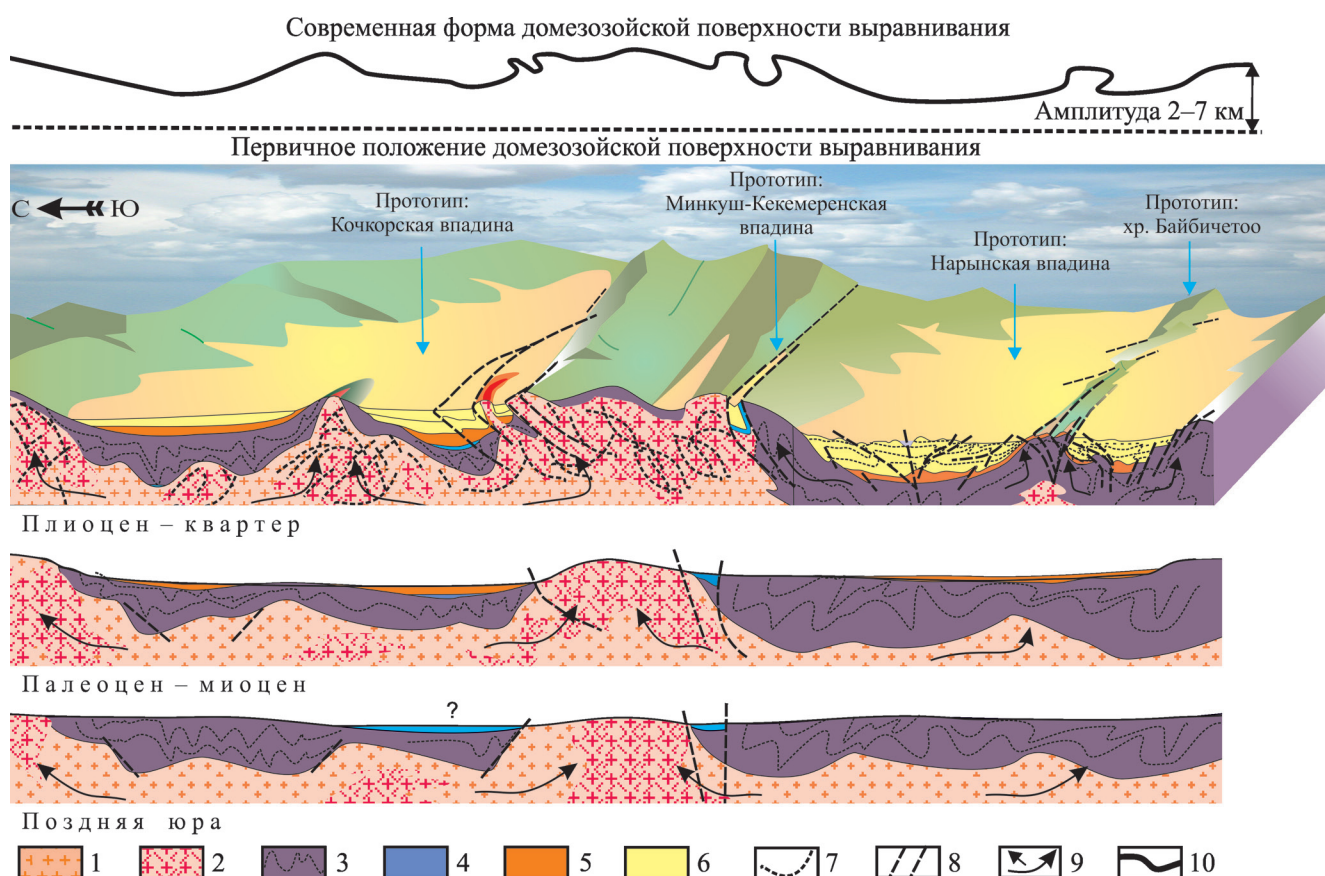


Рис. 17. Вариант модели формирования альпийской морфоструктуры Северного и Среднего Тянь-Шаня за счет объемного перераспределения горных масс фундамента.

1–3 – фундамент: 1 – граниты, относительно слабо дезинтегрированные, 2 – граниты, интенсивно дезинтегрированные, 3 – складчатые и частично метаморфизованные докембрийские и палеозойские породы; 4–7 – мезозойско-кайнозойский чехол: 4 – юрские, 5 – верхнепалеогеновые, 6 – неогеновые, 7 – четвертичные отложения; 8 – системы трещин и малоамплитудных разломов в гранитах; 9 – разломы; 10 – направление перемещения горных масс; 11 – современная форма предмезозойской поверхности выравнивания.

Fig. 17. The Northern and Central Tien-Shan: a model of the alpine morpho-structure formation at the expense of the basement rock masses tectonic flow.

1–3 – basement: 1 – relatively weak-disintegrated granites, 2 – intensive disintegrated granites, 3 – Pre-Cambrian and Paleozoic rocks, folded and partial metamorphosed; 4–7 – Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover: 4 – Jurassic, 5 – Upper Paleogene, 6 – Neogene, 7 – Quaternary; 8 – joint and fracture systems within granites; 9 – faults; 10 – rock masses displacements; 11 – Pre-Mesozoic planation surface.

любая геодинамическая модель, претендующая на объяснение механизмов формирования структуры и морфологии Тянь-Шаня (полагаем, что также и других мобильных зон земной коры), должна рассматривать верхнюю кору не как хрупкую оболочку, а в качестве слоя, обладающего потенциальной возможностью объемного тектонического течения.

Авторы искренне благодарны дирекции и сотрудникам Научной станции РАН в г. Бишкек за содействие, оказанное при проведении исследований.

Исследования проводились по теме госзадания (ГИН РАН № 01201459182 и Научной станции РАН в г. Бишкек № 0155201140001) при финансовой поддержке Программ ОНЗ № 6 и № 9, Проектов РФФИ № 14-05-00545 и № 16-05-00357.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахматов К.Е., Вэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. (2001) Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия). *Геология и геофизика*, **42** (10), 1585-1609.
2. Абдрахматов К.Е., Лесик О.М., Кальметьева З.А. (1997) О кинематике Аламединского разлома. *Изв. НАН КР. Эхо науки*, (1), 9-12.
3. Ажгирей Г.Д. (1966) Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 348 с.
4. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К., Матюков В.Е. (2012) Структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурики, сейсмических скоростей МОВЗ и лабораторных исследований ксенолитов. *Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. 5-го междунар. симп.* 1. Бишкек: НС РАН, 306-308.
5. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. (2008) Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспресии в Центральном Тянь-Шане. *Геотектоника*, (3), 30-50.
6. Белов С.В. (1982) Анализ полей напряжений при образовании постмагматических трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 101-111.
7. Белов С.В. (1993) Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля. *Геотектоника*, (2), 64-72.
8. Бероуш Р.А. (1991) Фундамент. *Структурная геология и тектоника плит*. М.: Мир, 265-269.
9. Блехман И.И. (1994) Вибрационная механика. М.: Физматлит, 400 с.
10. Босов В.Д. (1972) Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 168 с.
11. Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. (2009) Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами. *Геодинамика континентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сборник матер. 4-го междунар. симп.* М.: Бишкек: НС РАН, 85-98.
12. Буслов М.М., Баталев В.Ю., Де Гравэ И., Забелина И.В. (2014) Особенности тектоники и геодинамики мезозойских и кайнозойских коллизионных орогенов Азии. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го междунар. симп.* Бишкек: НС РАН, 20-22.
13. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. (2008) Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов. *Геология и геофизика*, **49**(9), 862-870.
14. Буслов М.М., Кучай О.А., Тимофеев В.Ю. (2003) Современные движения земной коры южной Сибири и Северного Тянь-Шаня по данным GPS и анализа механизмов очагов землетрясений. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матлы совещ.* Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 39-43.
15. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. (1989) Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации. *Успехи механики*, **12**(1), 131-183.
16. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. (1994) Условия предельного равновесия фрагментированных горных масс в макро- и микромасштабе. *Докл. АН*, **338**(5), 675-679.
17. Гольдин С.В. (2002) Деструкция литосферы и физическая мезомеханика. *Физ. мезомеханика*, **5**(5), 5-22.
18. Гончаров М.А. (2011) Тектоническое течение и деформации горных массивов. *Современная тектонофизика. Методы и результаты*, **2**. М.: ИФЗ, 3-18.
19. Горячев А.В. (1959) Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 179 с.
20. Дэллмес К.Ф. (1961) Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти. *Распространение нефти*. М.: Гостоптехиздат, 634-671.
21. Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозой. (1973) (Под ред. О.К. Чедия). Фрунзе: Илим, 128 с.
22. Запывалов Н.П., Абросимова О.О., Рыжков С.П. (1966) Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа. *Геол., геофиз. и разработка нефтяных месторождений*, (8-9), 5-9.
23. Кинг Л. (1967) Морфология Земли. М.: Прогресс, 560 с.
24. Костенко Н.П. (1972) Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 320 с.
25. Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. (1948) О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **XXIII**(3), 3-15.
26. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. (2003) Динамика деформирования блочных массивов горных пород. (Под ред. В.В. Адушкина). М.: ИКЦ "Академкнига", 424 с.
27. Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С. (2016) Реконструкция параметров палеонапряжений и стресс-

- совых режимов в дезинтегрированных гранитоидах северного склона Киргизского хребта. *Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Мат-лы XLVIII Тект. совещ.* М.: ГЕОС, 1, 328-332.
28. Леонов М.Г. (1996) Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое. *Геотектоника*, (3), 36-53.
 29. Леонов М.Г. (2008) Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 454 с.
 30. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. (2008) Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня). *Геотектоника*, (2), 3-31.
 31. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Полешук А.В., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. (В печати) Граниты фундамента Иссык-Кульской впадины: альпийская тектоника и отражение в структуре чехла. *Геотектоника*, (4), 22-47.
 32. Леонов М.Г., Рыбин А.К., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г. (2015) Структура гранитов массива Чункурчак и природа верхнекорового низкоомного горизонта зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины (Тянь-Шань). *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Мат-лы совещ.* Иркутск: ИЗК СО РАН, 138-140.
 33. Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. (1976) Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов. *Геотектоника*, (5), 93-100.
 34. Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л. (1991) Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов). *Докл. АН СССР*, **319**(5), 1178-1182.
 35. Лобковский Л.И. (1988) Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 251 с.
 36. Лукина Н.В. (1973) О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая. *Геотектоника*, (2), 68-71.
 37. Лукьянов А.В. (1980) Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 105-146.
 38. Макаров В.И. (1977) Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 172 с.
 39. Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Айтматов И.Т. и др. (2005) Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 400 с.
 40. Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. (2015) Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта. *Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат-лы XLVII тектонич. совещ.* I. М.: ГЕОС, 290-295.
 41. Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. (2003) Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня. *Геотектоника*, (1), 36-42.
 42. Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. (2003) Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена. *Известия НАН Кыргызстана*, (4), 50-58.
 43. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. (2014) Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства. *Геотектоника*, (1), 29-61.
 44. Осипов М.А. (1974) Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 158 с.
 45. Павлов Н.Д. (1992) Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсоловых отложений Прикаспийской впадины. *Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений*, (2), 7-14.
 46. Парфенюк О.И. (2012) Анализ влияния эрозии коллизионных поднятий на процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование). *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Мат-лы 3-й тектонофизич. конф.* М.: ИФЗ РАН, 2, 31-34.
 47. Паталаха Е.И. (1971) О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия. *Геотектоника*, (4), 15-20.
 48. Поляков А.С. (2001) Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 60 с.
 49. Поспелов Г.Л. (1972) Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза. *Геология и геофизика*, (12), 53-73.
 50. Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И. (2015) Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат-лы 6-го междунар. симпози.* Бишкек: НС РАН, 11-17.
 51. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. (2014) Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия). *Геотектоника*, (3), 50-77.
 52. Рамберг Х. (1986) Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 399 с.
 53. Ребецкий Ю.Л. (2003) Законы квазипластического течения трещиноватых сред. Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд. СО РАН фил. ГЕО, 141-145.
 54. Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. (1997) О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации. *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*, (3), 37-42.
 55. Рейнер М. (1947) Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ; Гостехиздат, 134 с.
 56. Рыбин А.К. (2011) Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 232 с.
 57. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Брагин В.Д., Кузиков С.И., Пржиялговский Е.С., Щелочков Г.Г. (2014) Альпийская геодинамика Тянь-Шаня: проблемы и решения.

- Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го междунар. симпоз.* Бишкек: НС РАН, 40-44.
58. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. (2016) Природа верхнекорových электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня. *Докл. АН*, **470**(2), 215-218.
 59. Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. (1988) О механике блочного горного массива. *Докл. АН СССР*, **302**(2), 306-307.
 60. Садыбакасов И.С. (1972) Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 116 с.
 61. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. (2012) Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня. *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Мат-лы 3-й тектонофизич. конф.* М.: ИФЗ РАН, 2, 236-240.
 62. Справочник по физике. (1985) (Под ред. Х. Кухлинга). М.: Мир, 250 с.
 63. Справочник физических констант горных пород. (1966) (Под ред. С. Кларка). М.: Мир, 545 с.
 64. Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. (2013) Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания. *Физическая механика*, **16**(5), 41-52.
 65. Талицкий В.Г. (1994) Новые подходы к моделированию геологической среды. *Геотектоника*, (6), 78-84.
 66. Трифонов В.Г., Артющков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. (2008) Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. *Геология и геофизика*, **49**(2), 128-145.
 67. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортун А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. (1976) Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 128 с.
 68. Трубицин В.П., Рыков В.В. (1998) Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит. *Докл. АН*, **359**(1), 109-111.
 69. Турутанов Е.Х. (2014) Становление гранитных интрузий и рельефообразование. *Литосфера*, (1), 117-122.
 70. Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. (2009) Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: ГЕО, 130 с.
 71. Фуз Р. (1976) Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор. *Сила тяжести и тектоника*. М.: Мир, 434-445.
 72. Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315 с.
 73. Шенк Е. (1967) Постплиоценовые движения земной коры со складчатыми формами в Веттеррау. *Живая тектоника*. М.: Изд-во иностр. лит., 119-128.
 74. Шульц С.С. (1973) Тектоника земной коры. Л.: Недра, 272 с.
 75. Юдахин Ф.Н. (1983) Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 247 с.
 76. Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. (1967) The Development of Brioverian structures and Brioverian. Paleozoic Relationships in west Finistere (France). *Geol. Rundsch.*, **56**(2), 567-596.
 77. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**, 149-165.
 78. Buslov M.M., De Grave J., Batalev V.Yu. (2008) Cenozoic tectonics in the northern Kirgыз Tien Shan and the geodynamic evolution of the Issyk-Kul depression. *Guide-book of the 4th Intern. Symp. "Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geoecological Problems"*. Bishkek: RS RAN, 40 p.
 79. Cambell C.S. (1990) Rapid granular flow. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, (22), 57-92.
 80. Carey S.W. (1954) The Rheid Concept in Geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austr.*, **1**, 67-117.
 81. Clarc P.U., Hansel A.K. (1989) Clast ploughment and glacier sliding over a shift glacier bed. *Boreas*, **18**, 201-207.
 82. Hudson F.S. (1955) Folding of metamorphosed strata superjacent to massive basement rocks. *Am. As. Petrol. Geol. Dull.*, **39**, 2038-2052.
 83. Jullien R. (1992) La ségrégation chez les grains de sable. *Recherche*, **23**(247), 1198-1199.
 84. Masconat G., Guerine G., Retail P., Casey B. (1993) Oil recovery through a horizontal well in the fractured granitic basement. *AAPG Bull.*, **77**(9), 1645 p.
 85. Mehta A. (1994) Granular matter: an interdisciplinary approach (Ed. by A. Mehta). New York: Springer-Verlag, 306 p.
 86. Passchier C.W., Trouw R.A.J. (1996) Microtectonics. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 289 p.
 87. Pham Anh Tuan, Martynsev O.E., Tran Le Dong. (1994) Evolution of fracture aperture and wettability, capillary properties of oil-bearing fractured granite. *Intern. Symp. of the Soc. of Core Analysts*. Stavanger, Norway: Proccttdings, 109-199.
 88. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. (2001) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**, 7-32.
 89. Tullis J., Stunitz H., Teyssier C., Heilbronner R. (2000) Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. *Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means J. Virtual Expl.* Electronic Ed. **2P**.
 90. Yaeger H.M., Nagel S.R. (1996) The physics of granular materials. *Physics Today*, April, 32-38.

Postmagmatic tectonics of granites and morphostructure the Northern Tien Shan

M. G. Leonov*, E. S. Przhiyalgovskii*, E. V. Lavrushina*, A. K. Rybin**

*Geological Institute of RAS, Moscow,

**Scientific station of RAS, Kyrgyzstan, 720049, Bishkek-49

The granites are represented significant volumes (up to 50% or more) of the continental upper crust, and, certainly, they should influence on the formation of the crust structure and peculiarities of its evolution. Is generally assumed that after cooling and including in a basement composition, the granites represent the passive volumes and they are not subject to major structural changes. However, some geological data refute this view. In particular, the study of the Northern Tien Shan granites revealed that after cooling and entering the basement they have undergone intense structural reworking. Deformation expresses in cross-scale 3D disintegration of rocks, eventually leading to the emergence of huge masse of kataklasites. That tectonic reworking fundamentally changes the rheology of rocks, causing their 3D kataklastic flow. Going spatial displacement of the granite masses, the formation of domes and vertical and horizontal crystalline protrusions. Postmagmatic tectonics of the granite basement has a significant influence on the formation of tectonic and modern morphological plan of the Tien Shan region.

Key words: *basement, granite, disintegration, 3D deformation, orogen, structure, tectonics, tectonic flow, Tien Shan.*

REFERENCES

1. Abdrakhmatov K.E., Veldon R., Tompson S., Burbank D., Rubin Ch., Miller M., Molnar P. (2001) Origin, direction and speed of modern compression of Central Tien Shan (Kyrgyzstan). *Geol. Geofiz.*, **42**(10). 1585-1609. (In Russian)
2. Abdrakhmatov K.E., Lesik O.M., Kal'met'eva Z.A. (1997) On the Alamedin fault kinematics. *Izv. NAN KR. Ekho nauki.*, (1), 9-12. (In Russian)
3. Azhgirei G.D. (1966) *Strukturnaja geologija* [Structural geology]. Moscow Stat. Univ. Publ., 348 p. (In Russian)
4. Batalev V.Ju., Bataleva E.A., Rybin A.K., Matjukov V.E. (2012) Lithosphere structure of Central and Southern Tien Shan according to magnitotelluric, seismic velocities of IGAD and laboratory researches of xenoliths. "Sovremennye problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinentalnykh orogenov". Abstracts 5th Int. Simp. 1 ["Recent problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens". Abstracts of 5th Int. Simp. 1]. Bishkek, NS RAN, 306-308. (In Russian)
5. Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., Zarshchikov A.A. (2008) Minkush-Kekemer zone of the latest transpression (Central Tien Shan). *Geotektonika*, (3), 30-50. (In Russian)
6. Belov S.V. (1982) Analysis of stress fields in the formation of postmagmatic contraction cracks in the dome of the Karaobinsk granite. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (1), 101-111. (In Russian)
7. Belov S.V. (1993) Tectonophysics model of the ore cluster: intruziv and its roof. *Geotektonika*, (2) 64-72. (In Russian)
8. Beroush R.A. (1991) Basement. "Strukturnaja geologija i tektonika plit" ["Structural Geology and plate tectonics"]. Moscow, Mir Publ., 265-269. (In Russian)
9. Blekhan I.I. (1994) *Vibratsionnaya mekhanika* [Vibration mechanics]. Moscow, Fizmatlit Publ., 400 p. (In Russian)
10. Bosov V.D. (1972) *Tretichnye kontinentalnye otlozheniya Tadzhikistana* [Tertiary continental deposits of Tajikistan]. Dushanbe, Donish Publ., 168 p. (In Russian)
11. Bragin V.D., Mukhamadeeva V.A. (2009) Study of spatio-temporal distribution of deformations in the Earth's crust on the territory of Bishkek geodynamic polygon by electromagnetic methods. "Geodinamika kontinentalnykh orogenov i geoekologicheskie problemy" ["Geodynamics of continental orogens and geoecological problems"]. Moscow; Bishkek, NS RAN, 85-98. (In Russian)
12. Buslov M.M., Batalev V.Ju., De Grave I., Zabelina I.V. (2014) Tectonics and geodynamics features of Mesozoic and Cenozoic collision orogens of Asia. "Problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinentalnykh orogenov". Abstracts 6th Int. Simp. ["Problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens"] Abstracts 6th Int. Simp.]. Bishkek, NS RAN, 20-22. (In Russian)
13. Buslov M.M., Kokh D.A., De Grave I. (2008) Mesozoic-Cenozoic tectonics and geodynamics of Altai, Tien Shan and Northern Kazakhstan according to data of apatite track dating. *Geol. Geofiz.*, **49**(9), 862-870. (In Russian)
14. Buslov M.M., Kuchai O.A., Timofeev V.Yu. (2003) Contemporary movements of the Earth's crust of Southern Siberia and Northern Tien Shan on GPS and analysis of earthquake foci mechanisms data. "Geodinamicheskaya evoljutsiya litosfery Tsentralno-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu)". Materialy Konferentsii ["Geodynamic evolution of lithosphere Central Asia mobil belt (from ocean to continent)". Proc. Conference]. Irkutsk, IG SO RAN, 39-43. (In Russian)
15. Garagash I.A., Nikolaevskii V.N. (1989) Non-associated flow laws and localization of plastic deformation. *Uspekhi mekhaniki*, **12**(1), 131-183. (In Russian)
16. Garagash I.A., Nikolaevskii V.N. (1994) Conditions of the limit equilibrium of fragmented mountain masses in macro- and micro-scales. *Dokl. Akad. Nauk*, **338**(5), 675-679. (In Russian)

17. Goldin S.V. (2002) Destruction of lithosphere and physical mesomechanics. *Fiz. Mezomekhanika*, 5(5), 5-22. (In Russian)
18. Goncharov M.A. (2011) Tectonic flow and deformation rock massives. "Sovremennaya tektonofizika. Metody i rezultaty" ["Modern tectonophysics. Methods and results"]. Moscow, IFZ RAN, 3-18. (In Russian)
19. Goryachev A.V. (1959) *Mesozoisko-kainozoiskaya struktura, istoriya tektonicheskogo razvitiya i seismichnost raiona ozera Issyk-Kul'* [Mesozoic and Cenozoic structures, history of tectonic development and seismicity of the Lake Issyk-Kul area]. Moscow, AN SSSR Publ., 179 p. (In Russian)
20. Dellmes K.F. (1961) The main features of reservoir development in connection with the distribution of oil. "Rasprostranenie nefi" ["Distribution of oil"]. Moscow, Gostoptekhizdat, 634-671. (In Russian)
21. *Zakonomernosti geologicheskogo razvitiya Tian-Shanja v kainozoe* [Patterns of geological development of Tien Shan in the Cenozoic]. (1973) (Ed. O.K. Chediya). Frunze, Ilim Publ., 128 p. (In Russian)
22. Zapivalov N.P., Abrosimova O.O., Ryzhkov S.P. (1966) Paleozoic oil-gas bearing of West Siberia, especially forecasting and prospecting oil and gas. *Geologiya, geofizika i razrabotka nefjanykh mestorozhdenii*, (8-9), 5-9. (In Russian)
23. King L. (1967) *Morfologiya Zemli* [The morphology of Earth]. Moscow, Progress Publ., 560 p. (In Russian)
24. Kostenko N.P. (1972) *Razvitie skladchatykh i razryvnykh deformatsii v orogennom rel'efe* [Development of folded and faulted deformation in orogenic relief]. Moscow, Nedra Publ., 320 p. (In Russian)
25. Kosygin Ju.A., Magnitskii V.A. (1948) Concerning possible forms of geometrical and mechanical connection of primary vertical movements, magmatism and folding. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, XXIII(3), 3-15. (In Russian)
26. Kocharyan G.G., Spivak A.A. (2003) *Dinamika deformirovaniya blochnykh massivov gornykh porod* [Dynamics of deformation of rock blocks]. (Ed. V.V. Adushkin). Moscow, Akademkniga Publ., 424 p. (In Russian)
27. Lavrushina E.V., Przhiyalgovskii E.S. (2016) Reconstruction of paleostress parameters and stress regimes in disintegrated granites at northern slope of Kyrgyz range. "Tektonika, geodinamika i rudogenez skladchatykh pojasev i platform". Trudy XLVIII Tectonic Conf ["Tectonics, geodynamics and ore-genesis of fold belts and platforms". Proc XLVIII Tectonic Meeting]. Moscow, GEOS, 328-332. (In Russian)
28. Leonov M.G. (1996) Geodynamic regimes of South Tien Shan in the Phanerozoic. *Geotektonika*, (3), 36-53. (In Russian)
29. Leonov M.G. (2008) *Tektonika konsolidirovannoi kory* [Tectonics of consolidated Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russian)
30. Leonov M.G., Morozov Yu.A., Nikitin A.V. (2008) Postmagmatic tectonics and exhumation mechanism of granite mass (for example, Baikal area and Tien-Shan). *Geotektonika*, (2), 3-31. (In Russian)
31. Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Poleshchuk A.V., Lavrushina E.V., Rybin A.K. (2016) Granite of the basement of Issyk-Kul basin: Alpine tectonics and connection with cover structure. *Geotektonika*, (4), 22-47.
32. Leonov M.G., Rybin A.K., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Bragin V.G., Schshelochkov G.G. (2015) The structure of the Chonkurchak granite massif and nature of low-conductivity horizon in upper Earth crust in the boundary zone of Kyrgyz range and Chu basin (Tian-Shan). "Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentralno-Aziatskogo podvizhnogo poyasa: ot okeana k kontinentu". Trudy konferentsii ["Geodynamic evolution of lithosphere Central Asia mobil belt (from ocean to continent)". Proc. Conference]. Irkutsk, IZK SO RAN, 138-140. (In Russian)
33. Lishnevskii E.N., Shevchenko V.K., Bronguleev V.V. (1976) Geological signs and problem of postmagmatic uplift of granites. *Geotektonika*, (5), 93-100. (In Russian)
34. Lobanov M.P., Sizykh V.I., Sintsov A.V., Strelyuk T.L. (1991) Endogenous clastic rocks is a new type of chemical and mechanical kind of pseudo-sedimentary rocks produced by tectonic deformations (for example the Baikal and Nepskii doms). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 319(50), 1178-1182. (In Russian)
35. Lobkovskii L.I. (1988) *Geodinamika zon spreadinga, subduksiya i dvukhjarusnaja tektonika plit* [Geodynamics of spreading zones, subduction, and two-floor plate tectonics]. Moscow, Nauka Publ, 251 p. (In Russian)
36. Lukina N.V. (1973) On surface deformation of the Paleozoic basement in East Karategin and West Alay mountains. *Geotektonika*, (2), 68-71. (In Russian)
37. Lukyanov A.V. (1980) Plastic deformation and tectonic flow of rocks in the layered lithosphere. "Tektonicheskaya rassloennost' litosfery" ["Tectonic stratification of lithosphere"]. Moscow, Nauka Publ., 105-146. (In Russian)
38. Makarov V.I. (1977) *Noveishaya tektonicheskaya struktura Tsentralnogo Tian-Shanya* [Neotectonic structure of the Central Tien Shan]. Moscow, Nauka Publ., 172 p. (In Russian)
39. Makarov V.I., Abdrakhmatov K.E., Aytmatov I.T. et al. (2005) *Sovremennaya geodinamika oblastey vnutrikontinental'nogo kollizionnogo gorobrazovaniya (Tsentral'naya Aziya)* [Modern geodynamics of intracontinental collisional areas of mountain bilding (Central Asia)]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 400 p. (In Russian)
40. Marinin A.V., Sim L.A., Sycheva N.A., Sychev V.N. (2015) Reconstruction of paleostress in northern slope of Kyrgyz range. "Tektonika i geodinamika kontinentalnoi i okeanicheskoi litosfery: obshchie i regionalnye aspekty". Trudy XLVII Tectonic Meeting ["Tectonics and geodynamics of continental and oceanic lithosphere general and regional aspects". Proc. XLVII Tectonic Meeting]. Moscow, GEOS, 290-295. (In Russian)
41. Mikolaichuk A.V., Gubrenko M.V., Bogomolov L.M. (2003) The role of the folded deformation of pre-orogen peneplain in the neotectonic structure of Central Tien Shan. *Geotektonika*, (1), 36-42. (In Russian)
42. Mikolaichuk A.V., Sobel E., Gubrenko M.V., Lobanchenko A.N. (2003) Structural evolution of North margin of Tien Shan orogen. *Izvestiya NAN Kyrgystan*, (4), 50-58. (In Russian)
43. Morozov Ju.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart mechanics in forming of Cenozoic basins of the Tien-Shan and their transpressiv evolution: structural and experimental evidence. *Geotektonika*, (1), 29-61. (In Russian)

44. Osipov M.A. (1974) *Kontraktsiya granitoidov i endogennoe mineraloobrazovanie* [The contraction of granitoids and endogenous mineralization]. Moscow, Nauka Publ., 158 p. (In Russian)
45. Pavlov N.D. (1992) Tectonic-coffered effect and problems of formation of crack supercollectors in rifts and under-salt sediments in Precaspian basin. *Geologiya, geofizika i razrabotka nefitynykh mestorozhdeni*, (2), 7-14. (In Russian)
46. Parfenyuk O.I. (2012) Analysis of the role of erosion of collision uplifts on the exhumation process of underlying rocks (mathematic simulation). "Tektonofizika i aktualnye voprosy nauk o Zemle". Trudy 3-i tektonofizich. conf. ["Tectonophysics and recent questions of Earth science". Proc. 3rd Tectonophysics Conference]. Moscow, IFZ RAN, 2, 31-34. (In Russian)
47. Patalakha E.I. (1971) About differential mobility of together deformed heterogeneous geological bodies, its causes and consequences: viscosity inversion. *Geotektonika*, (4), 15-20. (In Russian)
48. Poljakov A.S. (2001) *Granulirovannye sredy i sedimentogenez* [Granulated mass and genesis of sediments]. Moscow, Geoinformmark Publ., 60 p. (In Russian)
49. Pospelov G.L. (1972) Dispergites and autodispersion as an important problem in the physics of lithogenesis, petrogenesis, and tectogenesis. *Geol. Geofiz.*, (12), 53-73. (In Russian)
50. Przhiyalgovskii E.S., Kuzikov S.I. (2015) Detailed morphostructural study in the area of the Bishkek Geodynamic Polygon. "Problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinentalnykh orogenov". Trudy 6 Mezhdunarodnogo Simpoziuma ["Problems of geodynamics and geocology of intracontinental orogens". Proc. 6th International Meeting]. Bishkek, NS RAN, 11-17. (In Russian)
51. Przhiyalgovskii E.S., Leonov M.G., Lavrushina E.V. (2014) Granitic protrusions in the structure of intraplate reactivation (Southern Mongolia). *Geotektonika*, (3), 50-77. (In Russian)
52. Ramberg Kh. (1986) *Sila tyazhesti i deformatsii v zemnoi kore* [Gravity and deformations in the Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 399 p. (In Russian)
53. Rebetskii Yu.L. (2003) Laws of quasiplastic flow of fractured masses. "Napryazhenno-deformirovannoe sostoyanie i seismichnost litosfery" ["Stress-deformed state and seismicity of lithosphere"]. Novosibirsk, SO RAN GEO Publ., 141-145. (In Russian)
54. Revuzhenko A.F., Bobryakov A.P., Kosykh V.P. (1997) On granular flows in loose materials with possibility of unlimited sliding along the surfaces of localization. *Fiziko-tekhnicheskie problemy razrabotki poleznykh iskopaemykh*, (3), 37-42. (In Russian)
55. Reiner M. (1947) *Desyat' leksiy po teoreticheskoy reologii* [Ten lectures on theoretical rheology]. Moscow, OGIz, Gostekhizdat Publ., 134 p. (In Russian)
56. Rybin A.K. (2011) *Glubinnoe stroenie i sovremennaya geodinamika Tsentralnogo Tian-Shanya po rezul'tatam magnitotelluricheskikh issledovaniy* [Deep structure and modern geodynamics of Central Tien Shan by results of magneto-telluric investigations]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 232 p. (In Russian)
57. Rybin A.K., Leonov M.G., Morozov Ju.A. et al. (2014) Alpine Geodynamics of Tien-Shan: problems and solutions. "Problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinentalnykh orogenov". Abstracts of 6-th Int. Simpozium ["Problems of geodynamics and geocology of intracontinental orogens". Proc. 6th International Meeting]. Bishkek, NS RAN, 40-44. (In Russian)
58. Rybin A.K., Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S. et al. (2016) Nature of the upper crust electroconductive horizons and granites infrastructure of Central Tien Shan. *Dokl. Akad. Nauk*, **470**(2), 215-218. (In Russian)
59. Sadovskii M.A., Kocharyan G.G., Rodionov V.N. (1988) About the mechanics of a blocked rock massif. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **302**(2), 306-307. (In Russian)
60. Sadybakasov I.S. (1972) *Neotektonika tsentralnoi chasti Tian-Shanya* [Neotectonics of the central part of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 116 p. (In Russian)
61. Sim L.A., Sycheva N.A., Sychev V.N., Marinin A.V. (2012) Features of modern and paleo-stress analysis of the Northern Tien Shan. "Tektonofizika i aktualnye voprosy nauk o Zemle". Trudy. 3-i tektonofizich. conf. ["Tectonophysics and recent questions of Earth science". Proc. 3rd Tectonophysics Conference]. Moscow, IFZ RAN, 2, 236-240. (In Russian)
62. *Spravochnik po fizike* [Handbook of physics]. (1985) (Ed. Kh. Kukhling). Moscow, Mir Publ., 250 p. (In Russian)
63. *Spravochnik fizicheskikh konstant gornykh porod* [Handbook of physical constants of rocks]. (1966) (Ed. S. Klark). Moscow, Mir Publ., 545 p. (In Russian)
64. Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., Rebetskii Yu.L., Kontorovich V.A. (2013) Structure and phase of fault zone formation in the geological stratum in the process of fault-related horizontal shift of basement. *Fizicheskaya mekhanika*, **16**(5), 41-52. (In Russian)
65. Talitskii V.G. (1994) New approaches to geological environment modeling. *Geotektonika*, (6), 78-84. (In Russian)
66. Trifonov V.G., Artyushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., (2008) Pliocene-Quaternary mountain building in the Central Tien Shan. *Geol. Geofiz.*, **49**(2), 128-145. (In Russian)
67. Trofimov A.K., Udalov N.F., Utkina N.G., Fortuna A.B., Chediya O.K., Yazovskii V.M. (1976) *Geologiya kainozoja Chuiskoi vpadiny i ee gornogo obramleniya* [Geology of Cenozoic of the Chu basin and its mountainous border]. Leningrad, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
68. Trubitsin V.P., Rykov V.V. (1998) Global tectonics of floating continents and oceanic lithospheric plates. *Dokl. Akad. Nauk*, **359**(1), 109-111. (In Russian)
69. Turutanov E.Kh. (2014) Formation of granitic intrusions and relief bilding. *Litosfera*, (1), 117-122. (In Russian)
70. Ufimtsev G.F., Korzhenkov A.M., Mamyrov E.M. (2009) *Ocherki rel'efa i morfotektoniki Tian-Shanya* [Review of relief and morphotectonics of Tien Shan]. Novosibirsk, GEO Publ., 130 p. (In Russian)
71. Fuz R. (1976) Vertical tectonic movements and gravity in Big Horn basin and in the surrounding Middle Rocky Mountains ridges. *Sila tyazhesti Skalistykh gor* [Gravity of Rocky Mountains]. Moscow, Mir Publ., 434-445. (In Russian)
72. Chediya O.K. (2000) *Morfostruktury i noveyshiye tektonogenezy Tian-Shanja* [Morphostructures and Neotectonics of Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 355 p. (In Russian)
73. Shenk E. (1967) Post-Pliocen movements of the Earth's crust accompanied by folds in Vetterrau. *Zhivaya tektonika* [Living tectonics]. Moscow, Izd-vo Inostrannoi Literatury, 119-128. (In Russian)

74. Shults S.S. (1973) *Tektonika zemnoi kory* [Tectonics of the Earth's crust]. Leningrad, Nedra Publ., 272 p. (In Russian)
75. Judakhin F.N. (1983) *Geofizicheskie polya, glubinnoe stroenie i seismichnost' Tian-Shanya* [Geophysical fields, deep structure and seismicity of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 247 p. (In Russian)
76. Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. (1967) The Development of Brioverian structures and Brioverian. Paleozoic Relationships in west Finistere (France). *Geol. Rundsch.*, **56**(2), 567-596.
77. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**, 149-165.
78. Buslov M.M., De Grave J., Batalev V.Yu. (2008) Cenozoic tectonics in the northern Kirgыз Tien Shan and the geodynamic evolution of the Issyk-Kul depression. *Guide-book of the 4th Intern. Symp. "Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geoecological Problems"*. Bishkek: RS RAN, 40 p.
79. Cambell C.S. (1990) Rapid granular flow. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, (22), 57-92.
80. Carey S.W. (1954) The Rheid Concept in Geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austr.*, **1**, 67-117.
81. Clarc P.U., Hansel A.K. (1989) Clast ploughment and glacier sliding over a sift glacier bed. *Boreas*, **18**, 201-207.
82. Hudson F.S. (1955) Folding of metamorphosed strata superjacent to massive basement rocks. *Am. As. Petrol. Geol. Dull.*, **39**, 2038-2052.
83. Jullien R. (1992) La ségrégation chez les grains de sable. *Recherche*, **23**(247), 1198-1199.
84. Masconat G., Guerine G., Retail P., Casey B. (1993) Oil recovery through a horizontal well in the fractured granitic basement. *AAPG Bull.*, **77**(9), 1645 p.
85. Mehta A. (1994) Granular matter: an interdisciplinary approach (Ed. A. Mehta). New York: Springer-Verlag, 306 p.
86. Passchier C.W., Trouw R.A.J. (1996) *Microtectonics*. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 289 p.
87. Pham Anh Tuan, Martynsev O.E., Tran Le Dong. (1994) Evolution of fracture aperture and wettability, capillary properties of oil-bearing fractured granite. *Intern. Symp. of the Soc. of Core Analysts*. Stavanger, Norway: Procctdings, 109-199.
88. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. (2001) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**, 7-32.
89. Tullis J., Stunitz H., Teyssier C., Heilbronner R. (2000) Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. *Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means J. Virtual Expl.* Electronic Ed. **2P**.
90. Yaeger H.M., Nagel S.R. (1996) The physics of granular materials. *Physics Today*, April, 32-38.