

УДК 551.243

АЛЬПИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ГРАНИТОВ ФУНДАМЕНТА ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

© 2016 г. М. Г. Леонов^{а, *}, Е. С. Пржиялговский^а,
Е. В. Лаврушина^а, А. В. Полещук^а, А. К. Рыбин^б

^аГеологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

^бНаучная станция РАН, Кыргызстан, 720049, Бишкек-49

*e-mail: mgleonov@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.11.2015 г.

Иссык-Кульская впадина — крупнейшая межгорная отрицательная структура Северного Тянь-Шаня, выполненная осадочными отложениями ранней юры—квартера. Фундамент впадины сложен различными породами докембрия—палеозоя, среди которых главное место занимают ордовикские и силурийские гранитоиды, слагающие горные хребты обрамления впадины и отдельные купола-антиклинали, расположенные в пределах распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла впадины. В статье описана постмагматическая тектоническая инфраструктура гранитных массивов Чонкурчак, Кызыл-Чоку, Кызыл-Булак, Пришиб, входящих в состав палеозойского фундамента впадины, и их взаимоотношения с чехольным комплексом. Исследования проводились с привлечением морфоструктурных методов, детального геологического картирования, структурно-кинематического анализа, петрографического изучения пород. Охарактеризована инфраструктура палеозойских гранитов фундамента и выявлены признаки их объемного тектонического течения. Показано, что граниты — уже после вхождения в состав консолидированной коры — испытывают объемную (3D) деформацию, существенно влияющую на ход тектонических процессов на плитном и орогенном этапах развития региона.

Ключевые слова: впадина, деформация, граниты, Иссык-Куль, тектоника, Тянь-Шань

DOI: 10.7868/S0016853X16040068

ВВЕДЕНИЕ

Среди актуальных задач современной геологии большое место занимает изучение внутриконтинентальных орогенов, и немалое внимание при этом уделяется закономерностям строения и эволюции межгорных и внутригорных впадин, а также роли фундамента (в том числе гранитного) в процессе внутриплитного тектогенеза. Одним из благоприятных объектов для такого рода исследований является Тянь-Шань [41–43], в частности, район Иссык-Кульской впадины — одной из крупнейших отрицательных структур региона, основание которой на 70–80% сложено гранитами, из чего следует, что тектонический стиль горного сооружения на плитном и орогенном этапах в значительной степени должен определяться реологическими свойствами пород гранитного ряда и особенностями их деформации. Данные, касающиеся описания закономерностей и механизмов постмагматической переработки гранитов, малочисленны [24, 27, 28, 30], в связи с чем было предпринято изучение гранитных массивов, входящих в состав фундамента Иссык-Кульской впадины.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

Иссык-Кульская впадина расположена в пределах Северного Тянь-Шаня, входящего в состав новейшего Евразийского эпиплатформенного орогена. Впадина вместе с обрамляющими ее хребтами (Кунгей-Алатао на севере и Терской-Алатао на юге) в тектоническом плане соответствует области распространения докембрийского и палеозойского складчато-метаморфического фундамента Иссык-Кульской глыбы Муңкум-Наратского массива [55]. Глыба сложена преимущественно докембрийскими и палеозойскими (ордовикско-силурийскими) гранитоидами. В краевых ее частях сохранились фрагменты нижнепалеозойских отложений в виде моноклинально залегающих пластов или простых крупных антиклинальных и синклиналиных складок с пологими сводами. На севере впадина граничит с позднекаледонскими структурами Чон-Кеминской складчатой области, с юга — с раннекаледонскими структурами Бурханской зоны. Впадина представляет собой пологую широтно вытянутую отрицательную структуру (200 × 70 км), осложненную флексурными и антиклинальными перегиба-

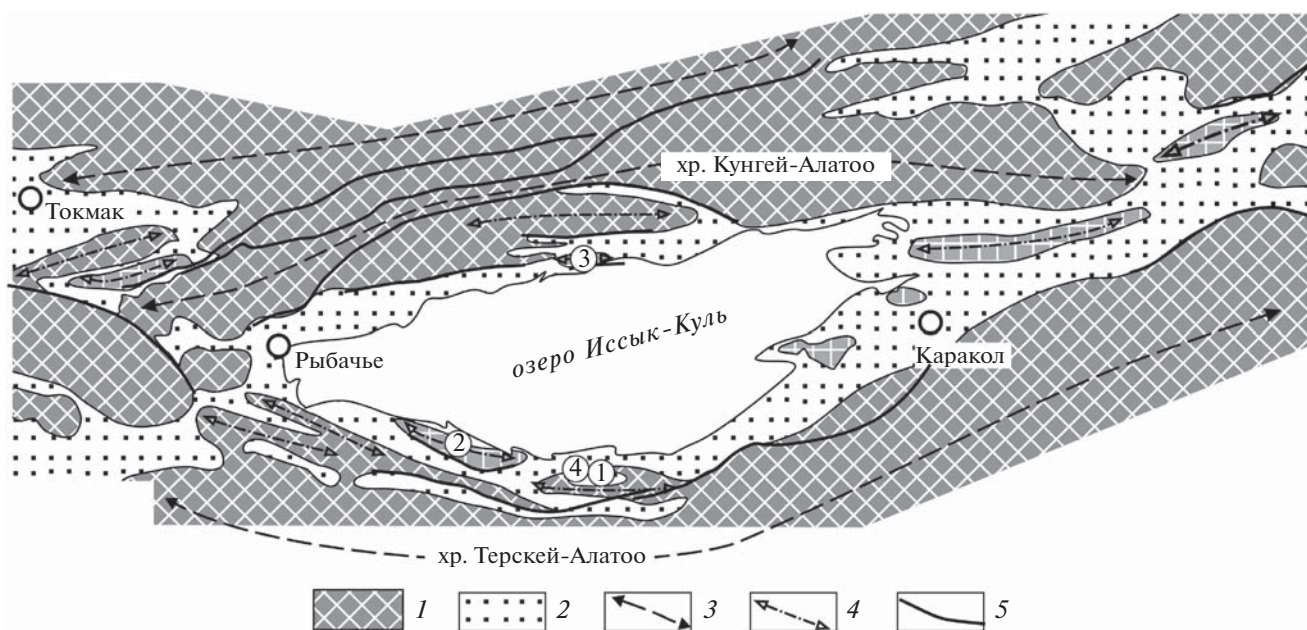


Рис. 1. Положение Исык-Кульской впадины в современной структуре Северного Тянь-Шаня. Схема составлена с использованием данных [12]

1 — поднятия палеозойского фундамента (мегаантиклинали); 2 — впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 3 — оси мегаантиклиналей; 4 — оси второстепенных антиклиналей; 5 — главные разломы. Цифры в кружках — объекты исследований: 1 — Чонкурчак; 2 — Кызыл-Чоку, 3 — Пришиб, 4 — Кызыл-Булак



Рис. 2. Схематические морфоструктурный и геологический поперечные профили Исык-Кульской впадины и ее обрамления, с использованием данных [52, 55] и личных наблюдений

1 — палеозойский фундамент; 2 — мезозойско-кайнозойский чехол; 3 — домезозойская поверхность выравнивания (вершинная поверхность); 4, 5 — разломы: 4 — главные, 5 — второстепенные

ми, местами подорванными разломами (рис. 1, 2). Вдоль бортов впадины выделяются Южнокунгейская и Предтерсейская зоны новейшей активизации.

Впадина выполнена мезозойскими и, главным образом, кайнозойскими отложениями [9, 10, 12, 13, 26, 53, 54], суммарная мощность которых, по

данным сейсмопрофилирования, в центральной части достигает 4.5 км [55]. Максимальный размах рельефа от вершин хребтов до дна впадины составляет около 9000 м. В основании чехла расположена кора выветривания, сформированная по породам складчато-метаморфического домезозойского фундамента, главным образом, по гранитам. На коре выветривания отдельными

пятнами залегают нижнеюрские угленосные терригенные отложения (0–400 м), на которых (или непосредственно на коре выветривания) расположены глинисто-карбонатно-гравийные образования коктурпакской серии палеоцена–эоцена (до 25 м), в значительной степени сформированные за счет перебива предпалеоценовой коры выветривания. В коктурпакской серии отмечены маломощные пластовые тела основных вулканитов. Разрез — местами согласно, местами с размывом — наращивается терригенной красноцветной толщей киргизской серии (500 м) олигоцена–нижнего миоцена, которая, в свою очередь, надстраивается песчаниками с прослоями конгломератов иссыккульской серии плиоценового возраста (700 м) [10, 51], составляющими основной объем осадочного выполнения впадины. Выше с угловым несогласием на разных горизонтах подстилающего разреза залегают верхнеплиоценовые валунники шарпылдакской свиты (до 200–300 м) [9, 10, 53]¹ и более молодые аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения.

Гранитоиды в обрамлении Иссык-Кульской депрессии слагают горные хребты Кунгей-Алатоо и Терской-Алатоо, а также образуют изолированные кулисно расположенные массивы (купола-антиклинали) в области распространения осадочного чехла [12, 52]. Нами изучены гранитные массивы Чонкурчак, Кызыл-Булак, Кызыл-Чоку и Пришиб (см. рис. 1).

Объект Чонкурчак (район Каджи-Сай)

Распространение мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Иссык-Кульской впадины с юга ограничено северными отрогами хребта Терской-Алатоо, сложенного преимущественно гранитами, лейкогранитами и диоритами позднеордовикского-раннесилурийского возраста. Массив Чонкурчак (рис. 3, 4) представляет собой одну из крупных ($\approx 7 \times 25$ км) кулис фундамента, отчлененную от основного хребта Терской-Алатоо понижением, выполненным четверичными отложениями. Экзгумация гранитов на дневную поверхность в этом районе произошла в предюрское время, о чем свидетельствует кора выветривания соответствующего возраста, проявилась в юре и продолжилась на поздних стадиях формирования

чехла, что отражено в составе и особенностях строения разрезов южного борта впадины [9, 10, 12, 13]. Воздымание бортов впадины на завершающих стадиях прогибания и накопления кайнозойских чехольных комплексов имело дифференцированный и высокоградиентный характер, на что указывают, в частности, валунные отложения плиоцен-четвертичного возраста, сохранившиеся на разновысотных участках предплиоценовой (или более ранней) поверхности выравнивания. В районе сел. Каджи-Сай сочленение области прогибания (впадина) и поднятия (хребет) выражено крутым (до 50° – 70°) уступом, вдоль которого трассируется контакт пород фундамента с трансгрессивно залегающими на них отложениями юрско-кайнозойского чехла (см. рис. 3, 4). Контакт на большей части территории стратиграфический, но на отдельных участках к его плоскости приурочен тектонический срыв.

Кровля гранитов в целом следует абрису поверхности выравнивания, но нарушена многочисленными разломами и имеет клавишный облик. Массив Чонкурчак разделен на отдельные объемы (блоки), которые отчетливо проявляются в рельефе (рис. 5) и на генерализованных ландшафтных снимках как структуры делимости мегауровня. Чаще всего блоки вытянуты в субширотном направлении, имеют форму линз или ромбов с прямыми или дугообразными очертаниями. Их протяженность — от нескольких сотен метров до первых километров. Границы блоков выражены зонами сгущения трещин и разрывными нарушениями. Внутри блоков ориентировка трещиноватости относительно однородна. В каждом из доменов преобладают системы трещин определенной ориентировки, которая если меняется, то постепенно, образуя плавные изгибы.

Наиболее четко обособлен северный блок (см. рис. 5, блок 1), который при наибольшей ширине 1.5 км протягивается вдоль контакта гранитов с осадочным чехлом на несколько километров. Он выражен в рельефе ступенью с пологой наклоненной на север поверхностью и характеризуется большой частотой и разнообразием дизъюнктивных нарушений (рис. 6, 7). Выделены следующие их разновидности.

1. Ортогонально и диагонально ориентированные субвертикальные системы разломов и трещин, по которым выкалываются прямоугольные, ромбоэдровидные или линзовидные блоки. Трещины и разломы обычно открытые (раздвиг). На стереограммах вертикальным трещинам ССВ простирания соответствуют четкие максимумы (см. рис. 5, тт. 1, 3). В восточной части блока эта система разворачивается против часовой стрелки, образуя подобие горизонтальной веерной структуры с крутыми падениями дизъюнктивов на ЮЗ и СВ (см. рис. 5, тт. 25–28).

¹ Поскольку в задачу авторов не входило уточнение стратиграфии региона, а абсолютные датировки возраста отложений весьма приблизительны, в работе принята схема стратиграфического расчленения, используемая при региональных исследованиях (см. ссылки), без учета данных Международной хроностратиграфической шкалы 2015 г. Тем не менее, учитывая понижение возраста границы квартала и неогена в современной редакции шкалы до 2.588 млн лет, шарпылдакская свита, по-видимому, может быть во всем объеме отнесена к нижнему плейстоцену.

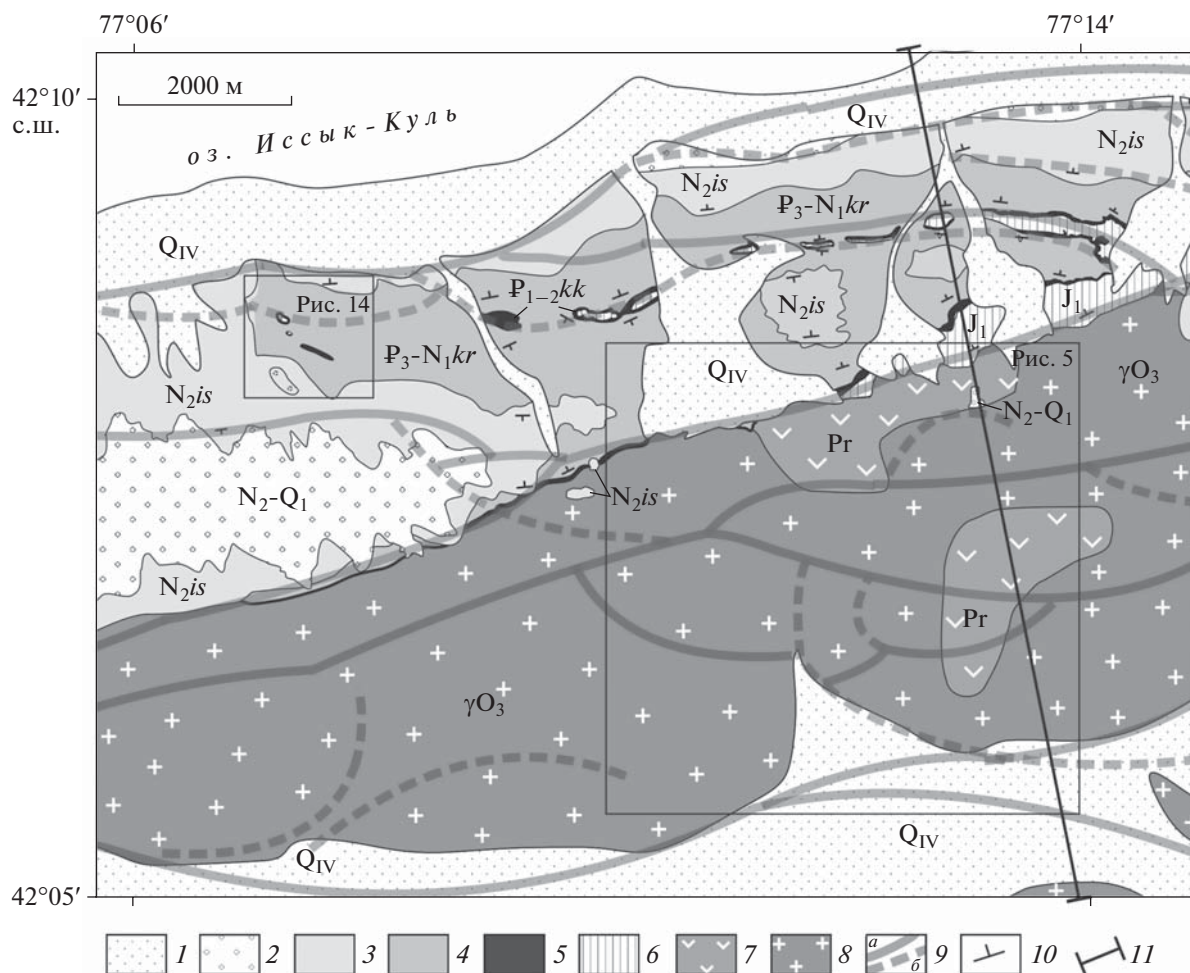


Рис. 3. Схематическая геологическая карта южного борта Иссык-Кульской впадины в районе сел. Каджи-Сай, составлена с использованием материалов [9, 51] и данных полевых наблюдений

1 – современный аллювий, коллювий и пролювий; 2 – валунники шарпылдакской свиты (N_2-Q_1); 3 – терригенные “палевые” отложения иссыккульской серии (N_{2is}); 4 – суглинки и дресвяно-галечные красноцветные отложения киргизской свиты (P_3-N_{1kr}); 5 – глинисто-карбонатные отложения коктурпакской серии (P_{1-2kk}); 6 – кварцевые конгломераты, аргиллиты, глины, линзы угля нижней юры (J_1); 7 – метавулканы (PR); 8 – средне-крупнокристаллические калишпатовые граниты (γO_3); 9 – линейaments мегауровня (деструктивные зоны в фундаменте): а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – линия профиля на рис. 4

Вторая система вертикальных и крутых трещин СЗ простирания, как и предыдущая, в восточной части блока меняет свою ориентировку на ССЗ. В пределах этого блока обе системы сохраняют угол сопряжения и могут считаться парагенетически связанными. В рельефе они, имея преимущественно сбросовую кинематику, ограничивают клавиши клиновидных грабенов и горстов, которые в горизонтальном срезе также имеют форму клиньев и линз (см. рис. 6). Разломы, пересекаясь, образуют структуры типа веера, характерные для постмагматической тектоники гранитных массивов и отмеченные в других регионах [24]. Размерность делимости – от первых до ста и более метров. В ряде случаев одна из круто-

падающих систем превалирует, и тогда возникают рои субпараллельных разломов, зон сгущения трещин и рассланцевания, которые известны как слайс-структуры (структуры нарезки) [24]. Возникает плоскопараллельно-волнистая структура с элементами разлинзования, брекчирования и катаклаза. Толщина литонов от 10–15 см до 1–1.5 м. Кинематика относительных смещений различна, но чаще – взбросовая или взбросо-сдвиговая, что устанавливается по характеру разлинзования и будинажа литонов.

2. Разрывы и системы трещин субширотного простирания с падением плоскостей сместителей в южных румбах под углом 45° – 65° (см. рис. 5,

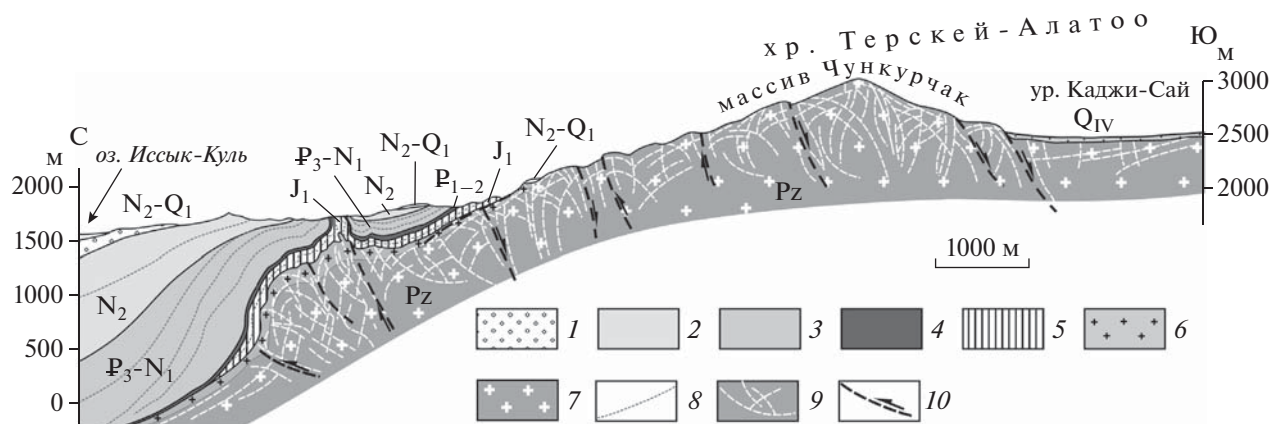


Рис 4. Поперечный профиль через южный борт Иссык-Кульской впадины, состав и возраст толщ на рис. 3

1 — современные отложения; 2 — шарпылдакская свита; 3 — иссыккульская серия; 4 — киргизская серия; 5 — коктурпакская свита; 6 — нижняя юра; 7 — кора выветривания по породам фундамента; 8 — палеозойский фундамент, нерасчлененный; 9 — условные горизонты осадочного чехла; 10 — разломно-трещинная структура фундамента; 11 — главные разломы и направление смещений крыльев

тт. 1, 2, 25–29). Наклоненные противоположно склону разрывы определяют его ступенчатую форму и имеют относительно ровные плоскости сместителей. Эти разрывы рассматриваются как антитетические сбросы, возникающие при растяжении поверхности растущих куполов, что подтверждает и наличие грабенообразных и овальных провалов в приосевой их части [52].

3. Разломы и маломощные зоны трещиноватости с азимутом падения 180° – 220° и углами 30° – 50° . Разломы имеют извилистые очертания и волнистые поверхности сместителей, с чем связано некоторое “размазывание” максимумов плотностей (см. рис. 5, тт. 1, 2, 6, 31, см. рис. 7). Плоскости разломов ветвятся, пересекаются друг с другом, выкалывая объемы пород в форме линз и ромбоэдров различного размера — от 1 до 200–300 м по длинной оси (см. рис. 7). По границам блоков развиты зоны катаклаза и кварц-карбонатной минерализации. Первично монолитный гранит приобретает линзовидно-петельчатую или ромбоэдровидную объемную структуру. Длинные оси линз имеют, как правило, наклон в южных румбах. По разломам этой категории происходят незначительные (десятки сантиметров и первые метры) смещения дайковых тел, указывающие на взбросо-надвиговую составляющую смещений в северных румбах. Помимо фронтального блока разрывные зоны такой морфологии встречаются и в других частях массива Чонкурчак (рис. 8), но пространственная их ориентировка варьирует в широких пределах.

4. Трещинно-разломные системы, субпараллельные поверхности купола с углами падения 30° – 40° и азимутом падения 320° – 340° . Совместно с ортогональными трещинами они определяют грубую уплощенную линзовидно-блоковую

делимость, субпараллельную внешним очертаниям купола, и отражают, по всей видимости, первичную прототектоническую делимость гранитов, дополнительно подчеркнутую новейшими трещинами отслаивания. По этой системе трещин существенных смещений и зеркал скольжения не выявлено, однако в ряде случаев выкалываются объемы уплощенной линзовидной формы с размером по длинной оси в несколько десятков метров при толщине 3–15 м. На крутых бортах массива возможно их относительно небольшое смещение и вероятно гравитационное соскальзывание в сторону прогиба.

Выявленные в краевом блоке (блок I) разломно-трещинные системы проявляются и в других частях массива Чонкурчак, но набор типов разломов и трещин и их ориентация в разных точках, отстоящих друг от друга на некотором расстоянии, могут быть различны (см. рис. 5). Для локальных площадок в пределах фронтального блока обычно отмечаются трещины трех–четырех ориентировок, тогда как в более южных блоках II–IV преобладают субвертикальные и наклонные трещины двух, изредка трех направлений. Угол сопряжения между системами трещин варьирует в широких пределах от 20° до 90° , что определяет различную форму делимости пород.

Различия в разломно-трещинной структуре основных доменов проявляются при осреднении замеров внутри них (см. рис. 5, вставка). Четыре главных максимума, соответствующие отмеченным выше системам трещин, характерны для блоков I и II, а также для участков блоков, прилегающих к линейamentным зонам мегауровня. В первом блоке преобладают крутые субмеридиональные трещины (чаще с ВСВ падением). Удлиненность и “размазывание” максимумов плотно-

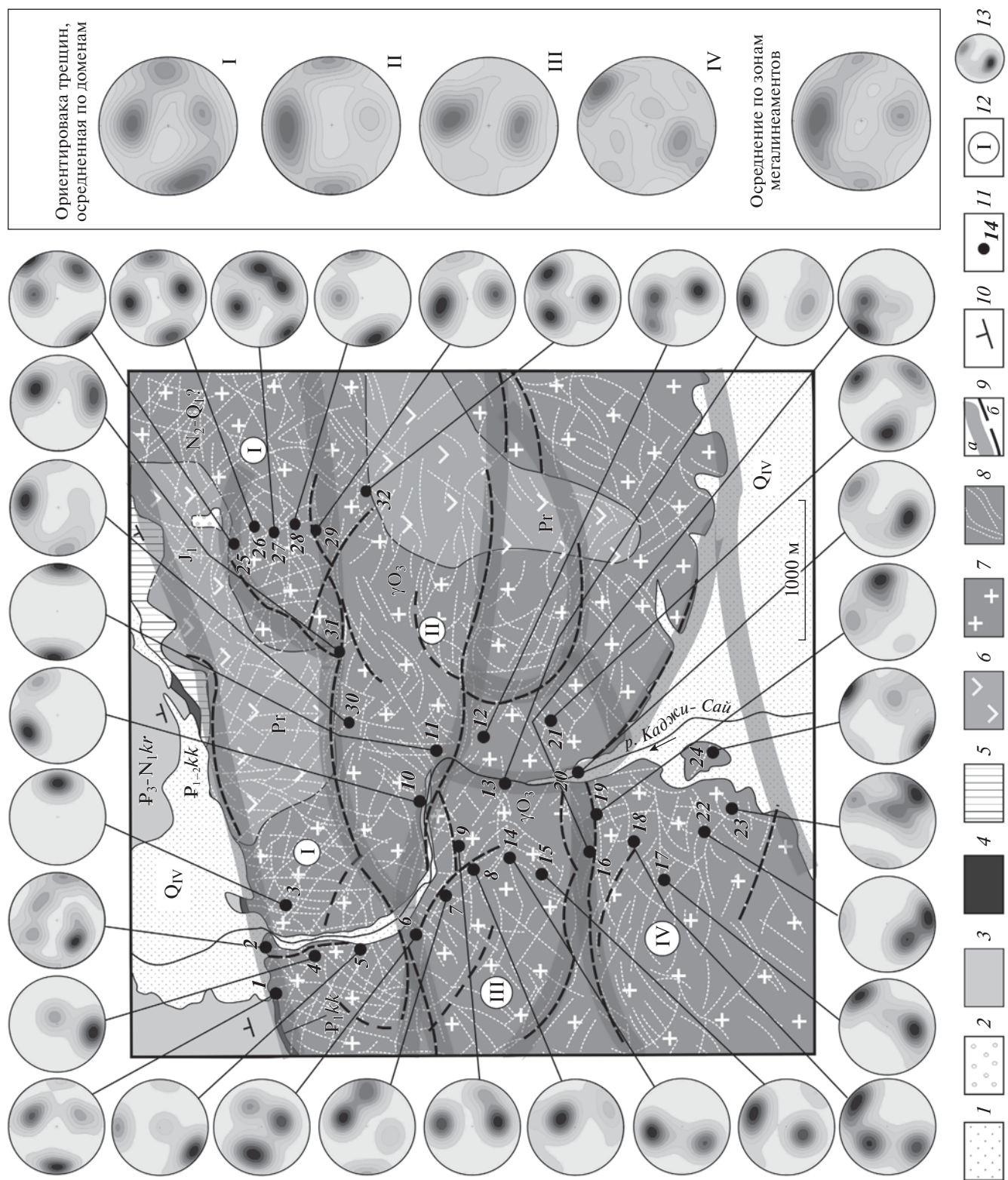


Рис. 5. Структуры дезинтеграции мега- и макроуровней в гранитном массиве Чонкурчак, состав и возраст толщ на рис. 3
1 – современные коллювий и пролювий; 2 – шарпылдакская свита; 3 – киргизская серия; 4 – коктурпакская серия; 5 – нижняя юра; 6 – протерозой; 7 – граниты верхнего ордовика; 8 – трещины и разломы (по данным дешифрирования космоснимков); 9 – деструктивные зоны в фундаменте: а – линсаменты мегауровня, б – разломы макроуровня; 10 – элементы залегания; 11 – точки статистических замеров трещиноватости; 12 – номера доменов в гранитах; 13 – стереограммы плотностей полюсов трещин (проекция Шмидта, нижняя полусфера)

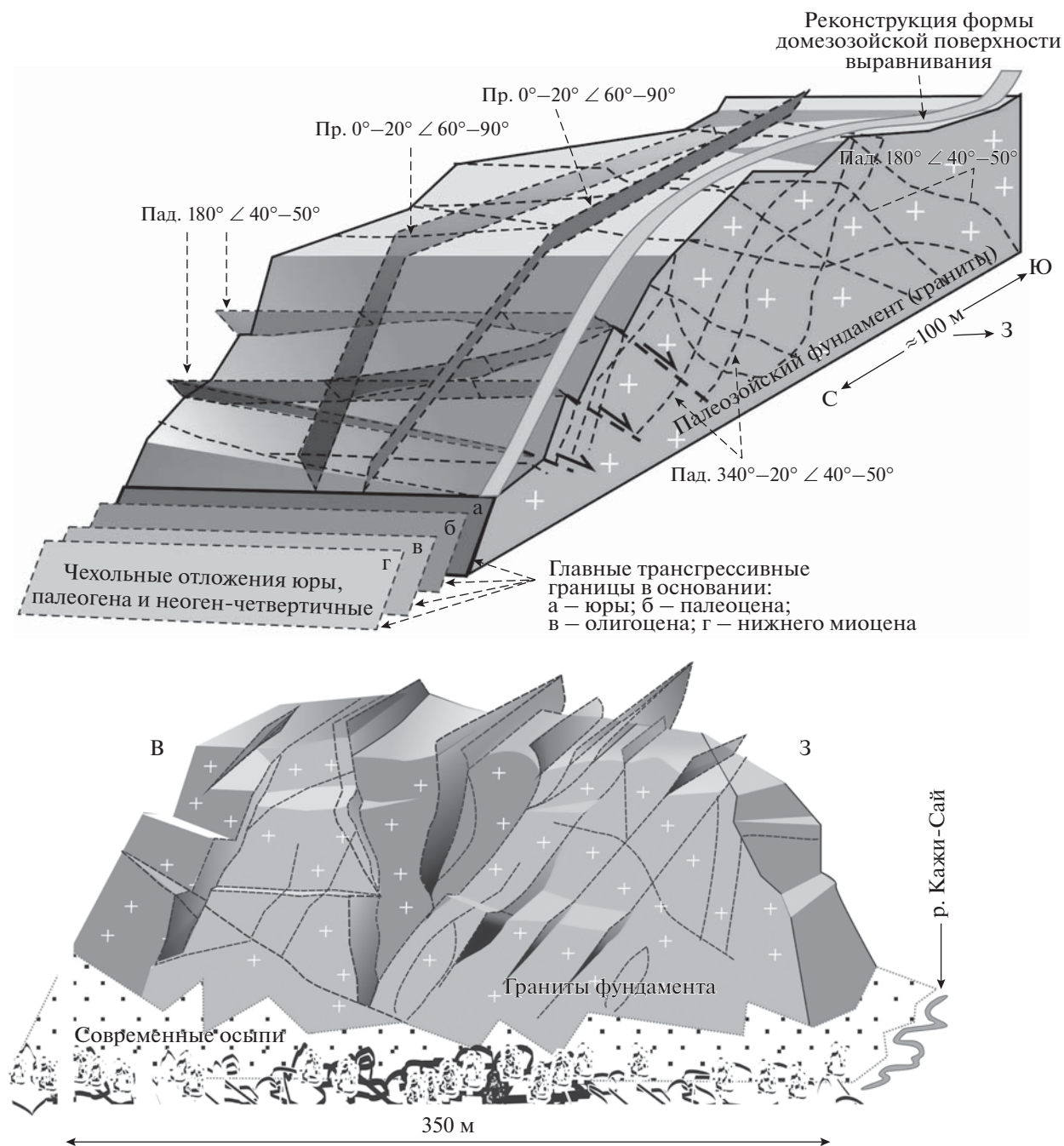


Рис. 6. Северный краевой уступ хр.Терскей-Алатао у с. Каджи-Сай

Вверху — разломно-блоковая структура северного фронтального уступа хр. Терскей-Алатао у с.Каджи-Сай
Внизу — фронтальный уступ (зарисовка), подчеркнута клавишно-блоковая структура. Объяснения в тексте

стей нормалей трещин по полого наклонным плоскостям указывают на развитие линзовидных структур и веерной переориентировки трещин от места к месту. Для участков, расположенных в зонах границ крупных линзовидных блоков, и для блока II (статистика здесь менее представительна) важную роль играют наклонные субширотные системы с падением в южных румбах. К этим системам относятся разломы и зоны кливажа со

взбросовой или сбросовой кинематикой. В отдельных доменах и на границах макро- и мегаблоков раздробленность пород столь же высока, как и в краевом блоке I.

В доменах III и IV максимумы на обобщенных стереопроециях изометричны и не объединены в четко выраженные пояса. В обоих блоках статистически выделяется по два главных максимума ориентировок трещин, близких к ортогональ-

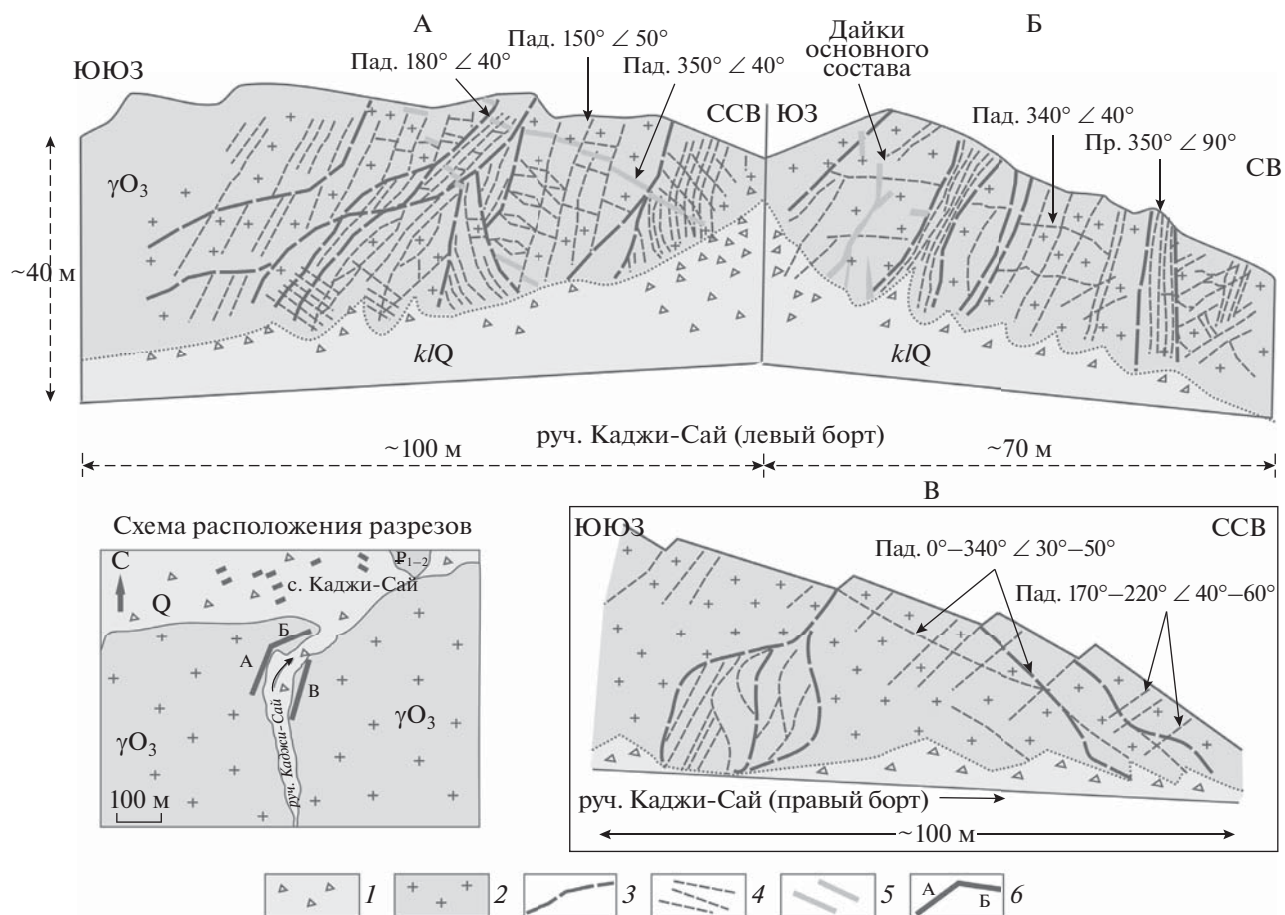


Рис. 7. Трещинные и разрывные структуры мезоуровня во фронтальной части хр. Терской-Алатао (ущелье Каджи-Сай), объяснения в тексте

1 — современные осыпи; 2 — граниты; 3 — разломы; 4 — системы трещин; 5 — дайки основного состава; 6 — линии профилей на плане

ным. Для блока III характерны наклонные субширотные трещины с падением на ВСВ и ЗЮЗ под углом $30^\circ\text{--}50^\circ$. В блоке IV преобладают трещины СЗ-ЮВ простирания, субвертикальные или круто падающие на ЮЗ или СВ. В обоих блоках более пологие трещины с падением в северных румбах соответствуют общей для всего свода хребта Терской-Алатао “купольной” трещиноватости, которая является рельефообразующей для асимметричного антиклинального поднятия кряжа Чонкурчак (см. рис. 4).

Помимо рассмотренных выше систем трещин и малоамплитудных разломов, анализ космоснимков выявил в пределах Чонкурчакского массива четко выраженные горизонтально-плоскостные дуговые и линзовидно-овоидные пояса сгущения дизъюнктивов, которые проявляются и в вертикальных сечениях гранитного массива. В совокупности они определяют общую блочно-линзовидно-петельчатую объемную инфраструктуру массива.

Размерность линзовидно-блочной делимости от места к месту меняется. Вдоль северного ограничения массива, в полосе шириной 200–300 м (см. рис. 6, 7) преобладает размерность мезо- и макроуровневой (сантиметры, метры, десятки метров). При движении в южном направлении, к центру массива, начинает преобладать делимость макро- и мегауровневой (многие метры, десятки и сотни метров). Появляется концентрическая или овоидная форма: сгущения трещин обрисовывают шаровидные объемы пород, внутри которых плотность трещин меньше, а сохранность пород более полная. Такая форма отдельности является характерной чертой постмагматической объемной дезинтеграции гранитов [24]. Изменение элементов ориентировки крутопадающих систем трещин внутри крупных блоков-доменов происходит постепенно. Но на границах блоков ориентировка может меняться кардинально.

Таким образом, формы структурной делимости гранитов различны: прямоугольные и ромбоэдровидные блоки, линзы, слайс-структуры,



Рис. 8. Характер внутренней тектонической делимости и расслоенности гранитов северного борта хр. Терской-Алатоо (долина ручья Каджи-Сай) в 1.5 км к югу от контакта с отложениями чехла и на глубине 700–800 м от современной кровли массива

Видны чередование доменов с различной формой делимости и “черепичные” структуры — свидетельство деформации сдвига, а также “субконцентрические” домены, четко выраженные в морфологии склонов

структуры веера, черепичные структуры, сгущения трещин, разломы и пр. Характерно взаимное пересечение разломов и трещин разных типов и различной ориентировки. Возникают элементы тектонической расслоенности, которая сопровождается дисгармонией структурного рисунка и кинематики в каждом из тектонических слоев (см. рис. 8). И в то же время все структурные элементы образуют единый парагенетический ансамбль объемной реидной деформации², в данном случае — катакlastического течения с признаками сдвиговой (в механическом понимании) кинематики, что, в частности, подтверждается широким развитием “черепичных” структур [31].

Постмагматическая структурная переработка гранитов проявлена по всему объему массива и

сопровождается минеральными преобразованиями. В относительно слабо тектонизированных разностях биотитовых лейкогранитов сохраняются первичные магматические гипидиоморфно-зернистые и (реже) мирмецитовые и пегматитовые структуры. При нарастании деформации по границам зерен полевых шпатов и кварца возникают каймы мелкокристаллического агрегата, которые, вероятно, обусловлены динамической рекристаллизацией, являющейся реакцией на сдвиговые напряжения и сопровождающей процессы вязкого течения пород [64, 66]. В межзерновом пространстве возникают также агрегаты мелких (5–50 мкм) кристаллов кварца, полевых шпатов, серицита и карбонатов.

Проявлением объемной деформации пород массива являются также различные катакlastиты. Наблюдается непрерывный ряд структурно-минеральных преобразований, отражающих нарастание деформации от практически неизмененного гранита (рис. 9А) до интенсивно брекчированной породы и автобрекчий (рис. 9В–Е). Увеличение степени деформации связано и с увеличением объема рекристаллизованного матрикса (микрокlastита [38]) и с изменением размерности зерен. Наиболее тонкокристаллический агрегат расположен в центральных частях зон смещений, а так-

² Реидность (от греч. “ρεος” — течение) — способность горных пород к течению в твердом состоянии [17, 58]. Понятие охватывает совокупность различных видов течения (вязкого, пластического, катакlastического и пр.) и их сочетаний [23]; 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 [48]. Понятие “реидное течение” в механике твердых тел эквивалентно понятию “тектоническое течение” в геологии, которое также подразумевает совокупное действие различных структурообразующих механизмов.

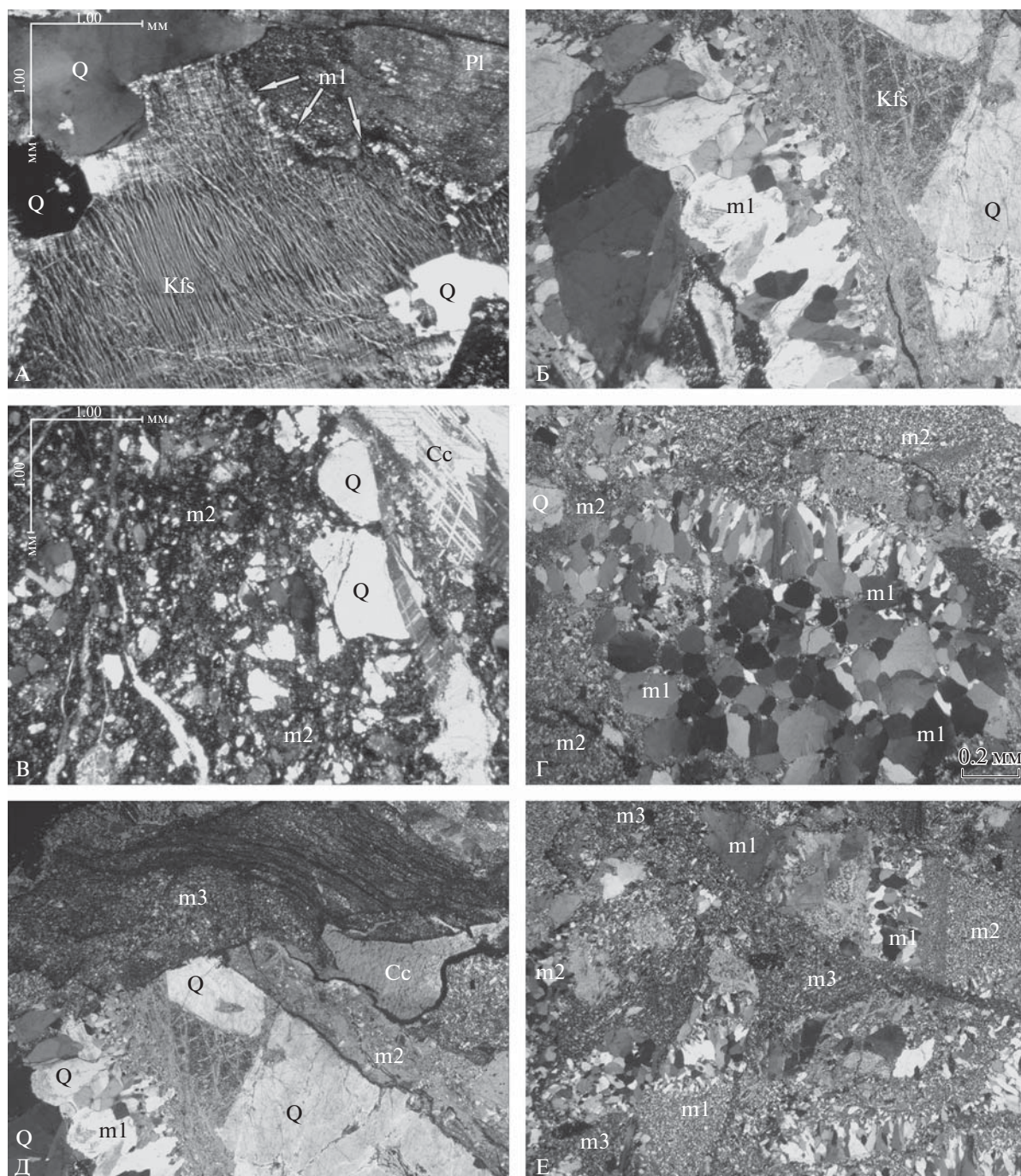


Рис. 9. Микроструктуры гранитов массива Чонкурчак

А – динамическая рекристаллизация BLG-типа (md) по границам кристаллов калишпата (Kfs) и плагиоклаза (Pl) в слабоизмененном лейкограните; Б – широкая зона динамической рекристаллизации (md) и укрупнение кристаллов кварца в результате статической рекристаллизации (ms) в гранитном катаклазите; В – хаотическая брекчия по лейкограниту с матриком поздней генерации (md) с фрагментами кварца (Q) и кальцитового прожилка (Cc); Г – область статической рекристаллизации (ms) с крупными кристаллами новообразованного кварца в брекхии с матриком md; Д – автобрекчия с фрагментами гранитного катаклазита и матриками разных генераций; Е – автобрекчия с обломками более ранней, практически полностью рекристаллизованной брекхии-микрокластита (md1, ms1, Q) в мелкокристаллическом матрике (md2)

же в секущих зонах, образующих подобие жил и отвечающих наиболее поздним стадиям структурно-минеральных преобразований. В пределах условных объемов и зон фиксируются участки с различным типом напряженного состояния и разным механизмом рекристаллизации. Вне зон поздних смещений наблюдаются агрегаты (преимущественно кварцевые) с крупными, часто вытянутыми призматическими кристаллами, что объясняется “статической рекристаллизацией”, осуществляемой при падении напряжений на границах зерен в условиях декомпрессии и ведущей к их агломерации и росту [64, 66]. На границах вновь образованных крупных призматических зерен кварца возникают вторичные напряжения, приводящие к деформации кристаллической решетки и проявляющиеся в виде радиально-вierreных структур погасания (см. рис. 9Б, Г). В наиболее деформированных породах практически не остается реликтов первичных гранитных структур и минеральных индивидуумов; формируются бластические, друзовые, катакластические и брекчиевые структуры в разных сочетаниях; порода насыщается вторичным кварцем и кальцитом.

Набор тектонических форм массива Чонкурчак, их пространственное размещение и взаиморасположение отвечают структурно-кинематическому парагенезу объемного катакластического сдвигового течения [18, 29–31, 48, 60, 65]. Деформация преимущественно осуществлялась в условиях транстенсии при вертикальном и продольном по отношению к длинной оси массива движении породных масс, о чем свидетельствуют: незначительное развитие зеркал скольжения, наличие открытых трещин растяжения, линзовидная и ромбоэдрическая форма отдельности, широкое развитие черепитчатых структур, кулисное расположение доменов, наличие антитетических сбросов, грабенов и провалов кровли массива, ориентированных косо или поперечно по отношению к простиранию массива. Изменение типа деформационных структур и неравномерность проявления их в пространстве отражают сложное распределение полей напряжений внутри массива.

Объект Кызыл-Чоку

Гранитный массив Кызыл-Чоку соответствует одноименному хребту и расположен в междуречье Актерек–Акса́й, в пределах предгорной равнины южного борта Иссык-Кульской впадины (рис. 10). Кровля палеозойского фундамента северного борта хр. Терскей-Алатоо при удалении от контакта “фундамент–чехол” ступенчато погружается к северу, а общее северное моноклинальное падение осадочной толщи осложняется крупными пологими синклиналями (с углами падения на крыльях 5° – 15°) и разделяющими их широтно вытянутыми цепочками гребневидных

антиклиналей, на отдельных участках подорванных разломами. Граниты фундамента в пределах этой зоны выходят на поверхность или в центральных частях адыров-форбергов, или в виде самостоятельных куполовидных поднятий, одним из которых и является описываемый массив. Возраст гранитов – поздний ордовик–силур [9, 51]. Массив имеет форму вытянутого в ЮЮВ-ССЗ направлении эллипсоидального купола размером 2×6 км, который обрамлен терригенными отложениями коктурпакской, киргизской и иссык-кульской серий палеогена и неогена. Северо-восточный борт массива представляет собой куэсту, наклоненную в соответствии с общим пологим (5° – 20°) погружением кровли массива (допалеогеновой поверхности выравнивания) под палеоген-неогеновые отложения чехла впадины. Юго-западный борт образует в рельефе крутой эскарп и, судя по подворотам пластов, может быть образован крутой флексурой или подорван разломом. На западе и востоке массива наблюдаются переклинные замыкания, осложненные небольшими секущими разломами. На периклиналях чехольные отложения, включая иссыккульские, трансгрессивно залегают на гранитах, облекают фундамент с углами падения 5° – 10° . На гребне и северном склоне хребта сохранились обрисовывающие куполовидную форму массива фрагменты доплейстоценовой денудационной поверхности, местами перекрытые маломощными плейстоценовыми валунниками. Поверхность более раннего, предолигоценового пенеплена прослеживается вдоль северо-восточного склона массива и маркируется корой выветривания по гранитам и залегающим на коре выветривания коктурпакским горизонтом (см. рис. 10, рис. 11).

Массив сложен крупнокристаллическими биотитовыми гранитами и гранодиоритами и пронизан многочисленными дайками и жилами аплитов, встречаются также небольшие тела и дайки основного состава. В массиве Кызыл-Чоку, в отличие от гранитов массива Чонкурчак, породы сохраняют монолитность и первичную гипидиоморфнозернистую структуру, которая исчезает только в зоне гипергенеза. Тем не менее структурная переработка на мезо- и макроуровнях весьма заметна. Граниты разбиты разнонаправленными крутыми и пологими трещинами и небольшими разрывами. В соответствии с куэстовым рельефом на северном склоне развита грубая пологая трещиноватость. Она сечется несколькими системами вертикальных и крутопадающих параллельных трещин, в результате чего образуются прямоугольные, ромбоэдрические или линзовидные блоки отдельности. Трещины обычно открытые, расстояние между ними составляет 20–40 см, реже более. Они определяют блочную структуру мезоуровня дезинтеграции, которая, однако, принципиально не нарушает внутреннего един-

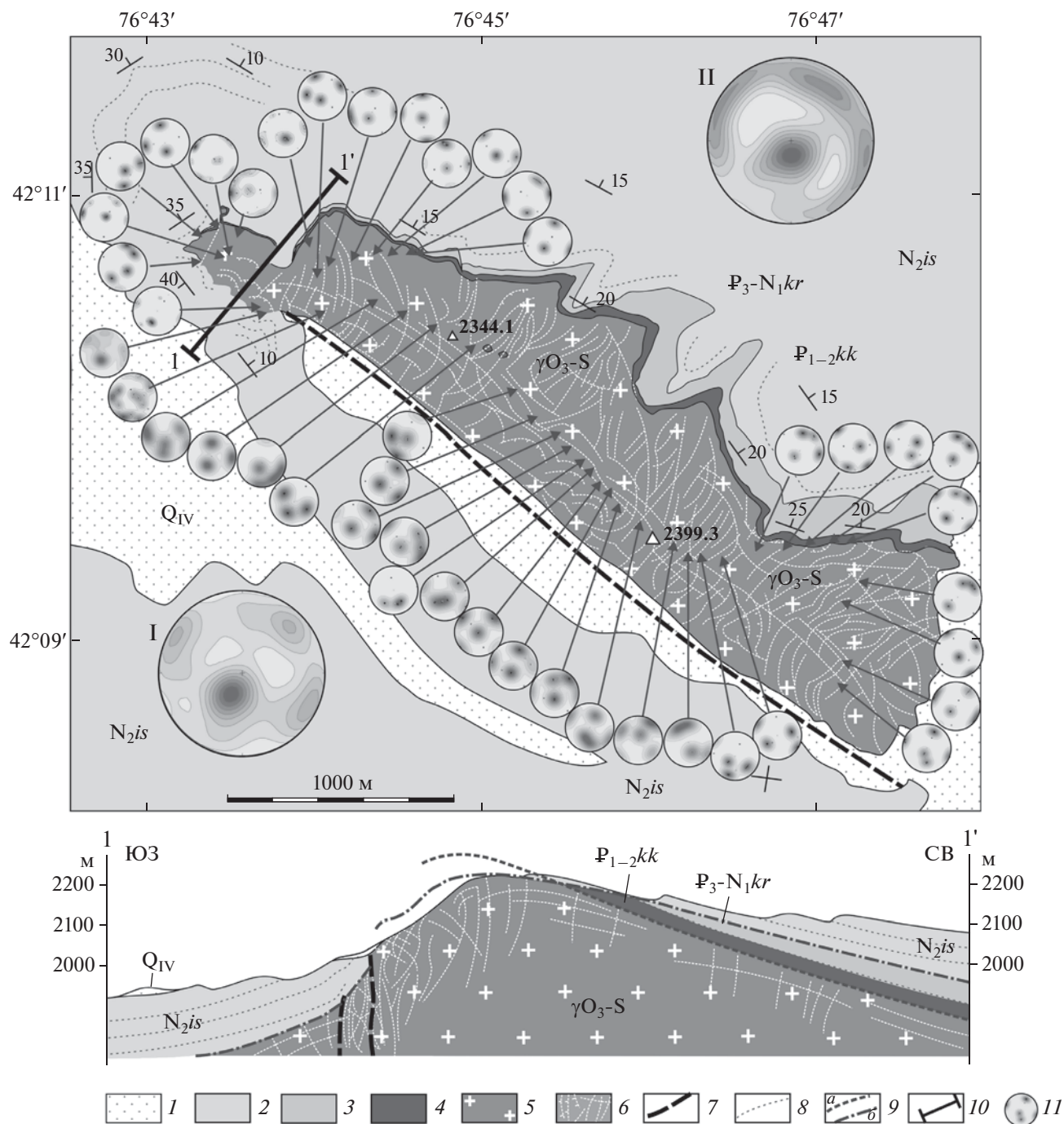


Рис. 10. Геологическая схема и разрез массива Кызыл-Чоку, состав и возраст толщ на рис. 3

1 – современные отложения; 2 – исыккульская серия; 3 – киргизская серия; 4 – коктурпакская серия; 5 – граниты; 6 – трещиноватость в гранитах; 7 – главные разломы; 8 – слоистость в осадочных комплексах; 9 – положение денудационных поверхностей: *a* – миоцен-плиоценовой, *b* – предпалеогеновой; 10 – линия разреза; 11 – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). Римские цифры – обобщающие стереограммы: I – в осевой части, II – на северо-восточном склоне хребта

ства массива. Трещинно-разрывная структура макроуровня, выявленная по данным дешифрирования космоснимков и статистических замеров ориентировок трещин и малоамплитудных разломов (см. рис. 10), слабо упорядочена и характери-

зуется различно ориентированными линзовидными и веерными системами трещиноватости. На северном склоне кряжа преобладают крутопадающие веерные трещины СВ и ВСВ простирания, а в осевой части массива и на его южном

склоне преимущественно развиты субвертикальные и круто наклоненные на север трещины, по которым происходит выкалывание плит и линз ЗСЗ простираения. Размерность доменов с близкими положениями максимумов плотностей трещин составляет менее 300 м, чаще наблюдаются постепенные изменения ориентировок систем главенствующих трещин.

Практически на всех стереограммах ориентировок трещиноватости на локальных площадках отмечается максимум плотностей нормалей, соответствующий посклоновой системе пологих трещин, наклоненных на ССВ. В пределах северного склона эта система трещиноватости фиксирует в рельефе небольшие куэстовые ступеньки высотой до 2–5 м. В пределах западного периклинального замыкания пологая трещиноватость меняет падение на западное и проявлена менее отчетливо, тогда как на восточном окончании массива она сохраняется без изменения. Вертикальные и крутопадающие трещины практически по всему массиву образуют две системы – СВ и ЗСЗ простираения. На северо-восточном склоне при движении с запада на восток вертикальные трещины постепенно меняют простираение с северо-западного на восток-северо-восточное, образуя веерную структуру, которая отчетливо проявляется при дешифрировании космических снимков. Эта особенность выявляется также при сведении данных замеров ориентировок по северо-восточному склону на одну стереограмму (см. рис. 10, II), на которой можно видеть, что вертикальные трещины образуют почти замкнутый пояс, разворачиваясь вокруг вертикальной оси. Для юго-западного крутого склона (стереограмма I) трещинам СВ и ЗСЗ простираения, которые иногда образуют дуговые и линзовидные системы с вариациями наклонов от 50° до 90°, соответствуют более изометричные максимумы, не сливающиеся в единый пояс. В пределах крутого склона эти трещины имеют шаг 20–30 см, тогда как на остальной территории массива шаг составляет около одного метра. Размер линз, наблюдаемых в обнажениях, составляет 0.5–4 м по длинной оси. По мере удаления от южного склона вглубь массива характер делимости гранитов постепенно меняется: почти исчезают линзовидные блоки, появляются ромбовидные и прямоугольные формы отдельности, размер которых варьирует от 0.3 до 1.5 м.

На гранитах под чехлом палеогеновых отложений развита аридная кора выветривания мощностью до 10–15 м [13, 25]. В основании профиля выветривания располагается зона гипергенной дезинтеграции (см. рис. 11А) материнских гранитов. Граниты разбиты системой трещин, и снизу вверх на расстоянии нескольких метров раздробленность гранитов возрастает до образования фрагментов щебнистого размера угловатой, иногда слегка вытянутой формы. Вверх по разрезу

возрастает насыщенность породы жилами и бесформенными скоплениями кальцита, который выполняет трещины и разъединяет блоки гранитов (см. рис. 11Б). Рисунок карбонатных жил и форма блоков отражают первичную делимость гранитного массива. Блоки сохраняют исходную форму параллелепипедов или ромбоэдров. Повороты и деформация блоков практически отсутствуют. Вверх по разрезу содержание вкрапленного кальцита увеличивается, и возникает массивный “силикатно-карбонатный” панцирь, который представляет собой агрегат угловатых корродированных зерен кварца и пелитизированного полевого шпата, сцементированных плотной глинисто-карбонатной массой. Следы сколько-нибудь значительной тектонической переработки пород в зоне гипергенеза отсутствуют.

Несмотря на внутреннюю раздробленность массива, поверхность кровли, которая соответствует плоскости допалеогеновой поверхности выравнивания, и вышележащие горизонты осадочного чехла не затронуты сколько-нибудь значительными тектоническими нарушениями. Поверхность пенеплена и плейстоценовая денудационная поверхность изогнуты в виде асимметричной валообразной антиклинали с круто наклоненной осевой плоскостью и отчетливо выраженными периклинальными замыканиями.

Природа юго-западного контакта гранитов с осадочными породами, который выражен прямолинейным в плане крутым уступом, обычно трактуется как разломная [26, 54]. Однако в приконтактной полосе в осадочных слоях не происходит нарушений залегания, нет разрывных или складчатых деформаций, зон милонитизации и иных признаков, которые можно было бы рассматривать как приразломные. Параллельно юго-западному борту купола протягивается широкая зона дробления с частыми крутыми трещинами, которые ограничивают ромбоэдрические, плитчатые и линзовидные формы отдельности. Редкие зеркала скольжения и штриховка на них не имеют директивной ориентировки. И можно думать, что вертикальные новейшие движения в области крутого крыла антиклинали проявились в виде малоамплитудных смещений, рассредоточенных внутри массива гранитов, однако срыв по изначальное стратиграфическому контакту вероятен как реакция контактирующих толщ разной компетенции при совместном изгибе.

Объект Пришиб

Массив Пришиб (рис. 12) расположен на северном борту Иссык-Кульской впадины и, имея максимальную высоту 1827.6 м, возвышается на 80–100 м над уровнем плиоцен-плейстоценовых валунных террас, бронирующих возвышенности к западу и востоку от него. Крылья поднятия

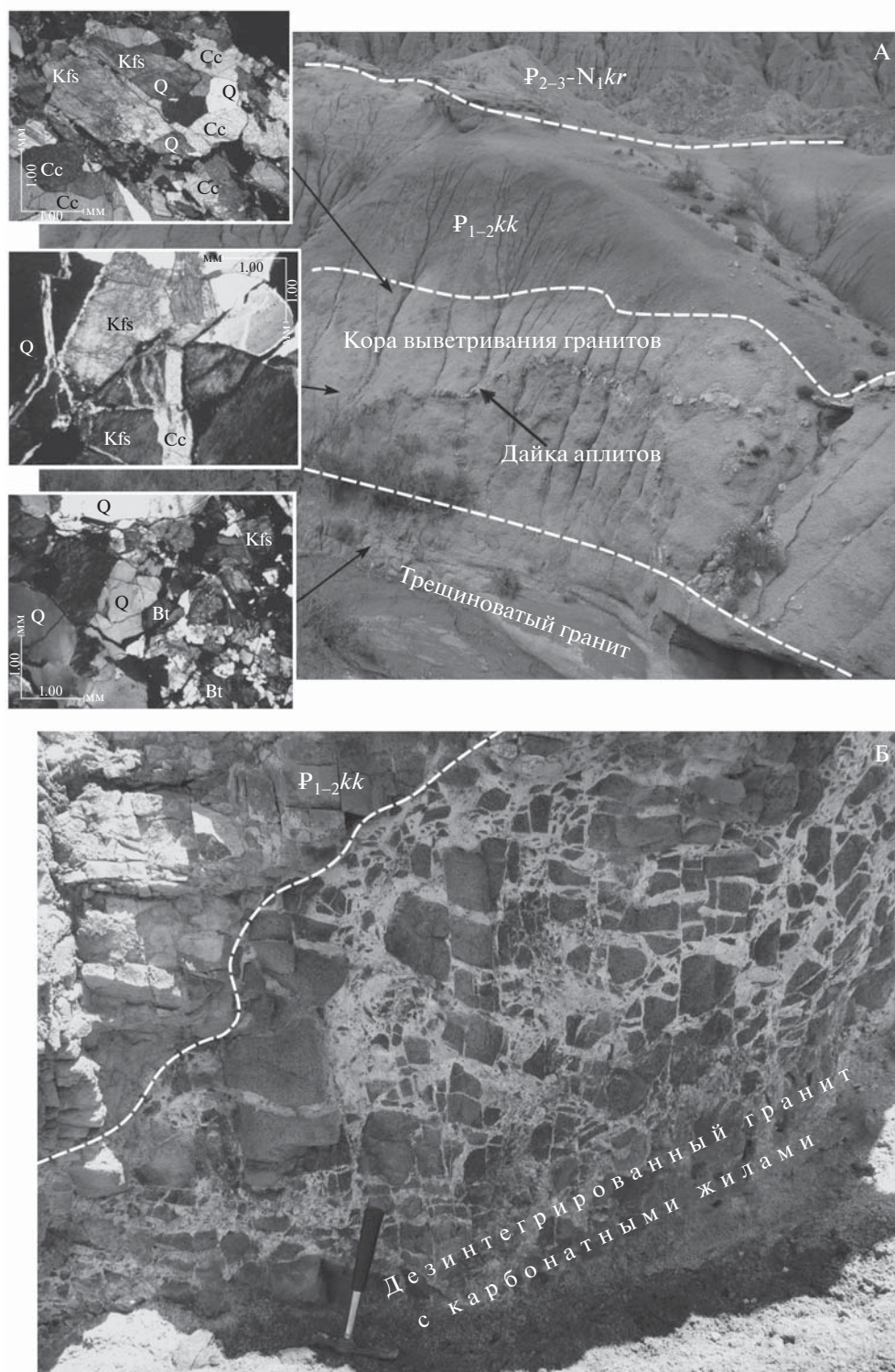


Рис. 11. Строение зоны гипергранной переработки гранитов в северном борте массива Кызыл-Чоку. А — общий вид и микроструктура пород в зоне гипергенеза; Б — характер дезинтеграции гранитов в зоне гипергенеза

представлены отложениями коктурпаксой, иссыккульской и шарпылдакской свит, а ядро сложено средне- и крупнокристаллическими калишпатовыми гранитами верхнего ордовика. В пла-

не массив имеет эллипсовидную форму (1×2 км) и вытянут в субширотном направлении. На гранитах развита маломощная (1–5 м) кора выветривания, представленная глыбовой карбонатизиро-

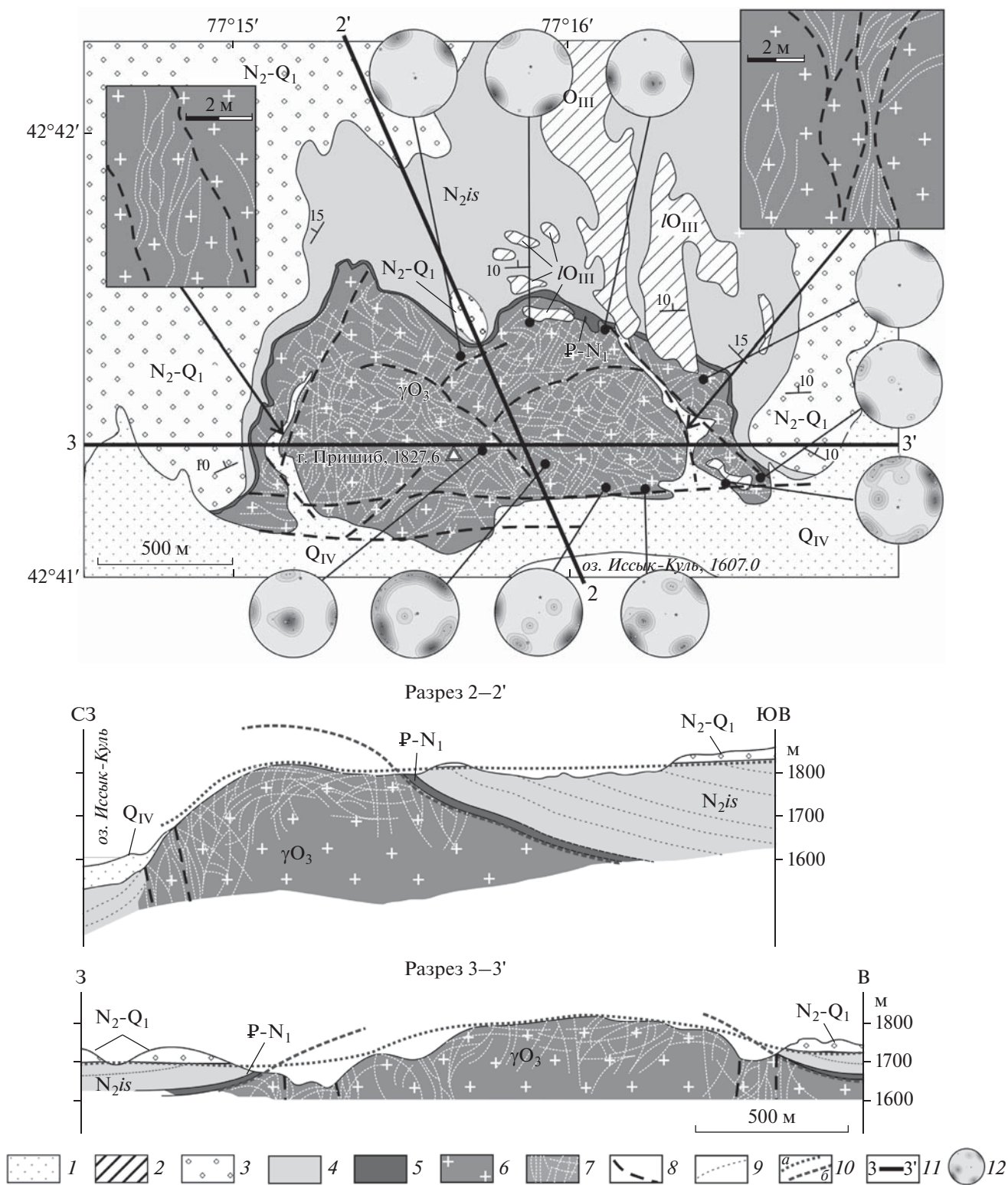


Рис. 12. Геологическая карта и разрезы гранитного массива г. Пришиб, состав и возраст толщ на рис. 3
 1 – современный коллювий и пролювий; 2 – лессы (верхний плейстоцен); 3 – шарпылдакская свита; 4 – иссыккульская серия; 5 – коктурпакская серия; 6 – граниты; 7 – трещиноватость в гранитах; 8 – разломы; 9 – горизонты осадочного чехла; 10 – положение денудационных поверхностей: а – предмиоценовой, б – предпалеоценовой; 11 – линии разрезов; 12 – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). На врезках – характер структурной делимости гранитов

ванной брекчией, выше которой расположен горизонт (до 10 м) глин с карбонатными стяжениями коктурпакской серии (возможно, базальными горизонтами киргизской серии). Выше субсогласно залегает мощная толща красноцветных гравийно-песчано-галечных отложений с редкими прослоями глин (иссыкульская серия), которая в свою очередь перекрывается сероцветными валунными конгломератами шарпылдакской свиты (N_2-Q_1). Отложения палеоген-четвертичного возраста наклонены “от массива” под углом $10^\circ-15^\circ$ и изменяют простирание параллельно контакту с гранитами.

Собственно гранитный массив, обрамленный дококтурпакской и дошарпылдакской поверхностями выравнивания, представляет собой асимметричный купол с пологими (до 20°) северным и западным склонами, чуть более крутым ($20^\circ-30^\circ$) — восточным и крутым (до $40^\circ-50^\circ$) — южным. Поверхности выравнивания слегка волнистые, но на всем протяжении контакт отложений чехла с гранитами, кроме, возможно, южного склона, стратиграфический и не нарушен разломами. Совместно с пластами чехольного комплекса плоскость контакта обрисовывает пологую асимметричную антиклиналь. При этом граниты занимают более высокое гипсометрическое положение, чем соседствующие с ними аллювиально-пролювиальные террасы N_2-Q_1 , образуя геоморфологическую аномалию. Разломное ограничение предполагается лишь для южного борта массива, обращенного к озеру, где контакт с неогеновыми (?) отложениями скрыт под коллювиальным шлейфом и узкой голоценовой террасой. Наличие разлома косвенно подтверждается усилением степени раздробленности пород вдоль южного обрывистого борта, более дробной (до мелкоглыбовой и щебнистой) делимостью, наличием зеркал скольжения на крутых субширотных трещинах, по которым фиксируются сбросовые и взбросовые перемещения.

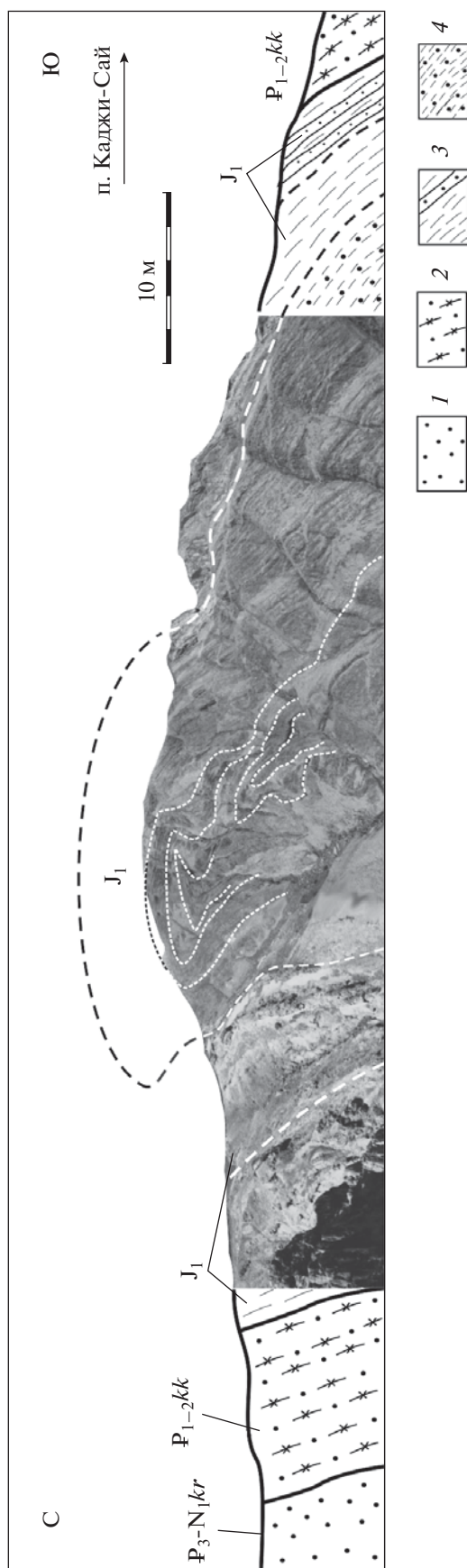
Породы массива представлены позднеордовикскими средне- и крупнокристаллическими розовыми калишпатовыми гранитами с гипидиоморфнозернистой структурой. Первичная структура нарушена процессами катаклаза, который проявлен резко неравномерно и сопровождается формированием прожилков, выполненных карбонатными и рудными минералами. Как и в массиве Кызыл-Чоку, граниты г. Пришиб интенсивно раздроблены на мезоуровне. Пересекающиеся системы параллельных и веерных трещин определяют формирование плитчатой, линзовидной или косоугольно-блочной отдельности. Зоны с большей плотностью трещин разделяют массив на фрагменты, определяя блочную структуру макроуровня. В пределах менее дезинтегрированных блоков ориентировки главенствующих тре-

щин на стереограммах обычно имеют два ортогонально расположенных максимума. Развиты также взаимно пересекающиеся поля субвертикальных слайс-структур, ориентировка которых различна. Главные максимумы отвечают двум вертикальным системам трещин северо-восточного и северо-западного простирания, которые разбивают массив на относительно прямоугольные блоки размером 0.5–1 м. В зонах сгущения трещин и зонах небольших разломов формируются структурные парагенезы (“черепичные” и линзовидно-блоковые, сколы Риделя и пр.), которые свидетельствуют о сдвиговой кинематике и общем перемещении (вязкопластическом течении) горных масс в субвертикальной плоскости. На стереограммах в таких зонах фиксируется 3–4 максимума, которые объединяются в облачные пояса в связи с развитием дуговых сочленений близко ориентированных систем трещин.

Зоны интенсивной трещиноватости, в которых фиксируются зеркала скольжения и вторичная низкотемпературная минерализация и где преобладают линзовидные, клиновидные и оvoidные формы отдельности, рассматриваются нами как зоны разломов, тяготеющие к границам блоков. Блоки в плане имеют или слегка вытянутую линзовидную или относительно изометричную форму, в зависимости от прямолинейной или дуговой формы пересекающихся дизъюнктивов. Внутри блоков плотность трещин существенно меньше, а их ориентировка от блока к блоку меняется. Эти зоны определяют структурную делимость массива на макро- и мегауровнях.

Объект Кызыл-Булак

Примерно на середине южной предгорной ступени Иссык-Кульской впадины расположена субширотная полоса интенсивных складчато-разрывных деформаций (см. рис. 3), захватывающих как отложения чехла, так и граниты палеозойского фундамента. Полоса имеет извилистые очертания и контролируется крутыми или наклоненными в противоположные от оси структуры стороны взбросо-сдвигами широтного и северо-восточного простирания [56]. Юрские и более молодые отложения чехла в пределах зоны залегают круто, часто субвертикально или наклонены в противоположные стороны от осевой плоскости, образуя веерообразные и грибообразные антиклинальные складки с субвертикальными искривленными осевыми поверхностями и резко ундулирующими шарнирами (рис. 13). При удалении от оси структуры слои быстро выполаживаются до $5^\circ-15^\circ$. Протяженность складок — десятки и сотни метров, ширина изменчива и в наиболее широкой части достигает 100–150 м. По простиранию они выклиниваются, образуя в плане сильно вытянутые узкие линзы. На крыльях



складок пласты часто вторично пережаты, мощность их меняется, иногда до полного выклинивания, наблюдается будинаж относительно компетентных пластов, структуры субслоистого проскальзывания и пластического течения. В ядрах складок породы интенсивно смяты, складчатые дислокации имеют неправильную, извилистую форму, осевые плоскости изогнуты, наблюдаются структуры нагнетания, смещение слоев и пачек относительно друг друга, складчатые дуплексы.

В ядре одной из таких антиклиналей-протрузий, расположенных в правом борту сая Кызыл-Булак (в 4-х км к западу от сел. Каджи-Сай) [56, 25], обнажаются граниты, обрамленные красноцветными отложениями киргизской серии (рис. 14–16). Антиклиналь имеет северо-западное простирание, ее северо-восточное крыло срезано разломом. Гранитное ядро фрагментировано за счет ундуляции шарнира антиклинали на два линзовидных тела шириной 2–15 м и суммарной протяженностью 250 м.

Граниты пронизаны многочисленными светлыми каолинит-известковисто-глинистыми жилами толщиной до 10–40 см, которые образуют ячеистую структуру и разделяют массив на изолированные блоки (см. рис. 16). Карбонатно-каолинитовые жилы раздроблены, и отдельные их фрагменты имеют округлую или неправильную форму (рис. 17А), но чаще всего со сглаженной поверхностью, что свидетельствует об их тектонической обработке. Эти относительно автономные домены (ромбоэдри, линзы, изометричные тела и тела неправильной формы) имеют размер от 30 до 60–70 см, иногда до метра и более. Центральные части линз сложены трещиноватыми, интенсивно катаклазированными и рыхлыми красно-бурыми крупнокристаллическими гранитами. Местами порода представляет собой отдельные мелкие (0.5–3 см) угловатые или округлые целики гранитного состава, пространство между которыми заполнено несцементированными минеральными зернами или обломочным песчано-дресвяным материалом в каолинитовом цементе.

Гранитные целики и раздробленный матрикс имеют одинаковый минеральный состав: кварц – 30%, плагиоклаз – 25%, калиевый полевой шпат – 42%, биотит – примерно 3%. Калиевый полевой шпат подвержен вторичным изменениям (пели-

Рис. 13. Грибовидная антиклиналь с признаками протрузивного внедрения в отложениях мезозойско-кайнозойского чехла Иссык-Кульской впадины, состав и возраст толщ на рис. 3

1 – киргизская серия; 2 – коктурпакская серия; 3, 4 – нижняя юра: 3 – коричневато-сиреневые и сиреневые глины, 4 – желто-зеленые глинистые алевроиты

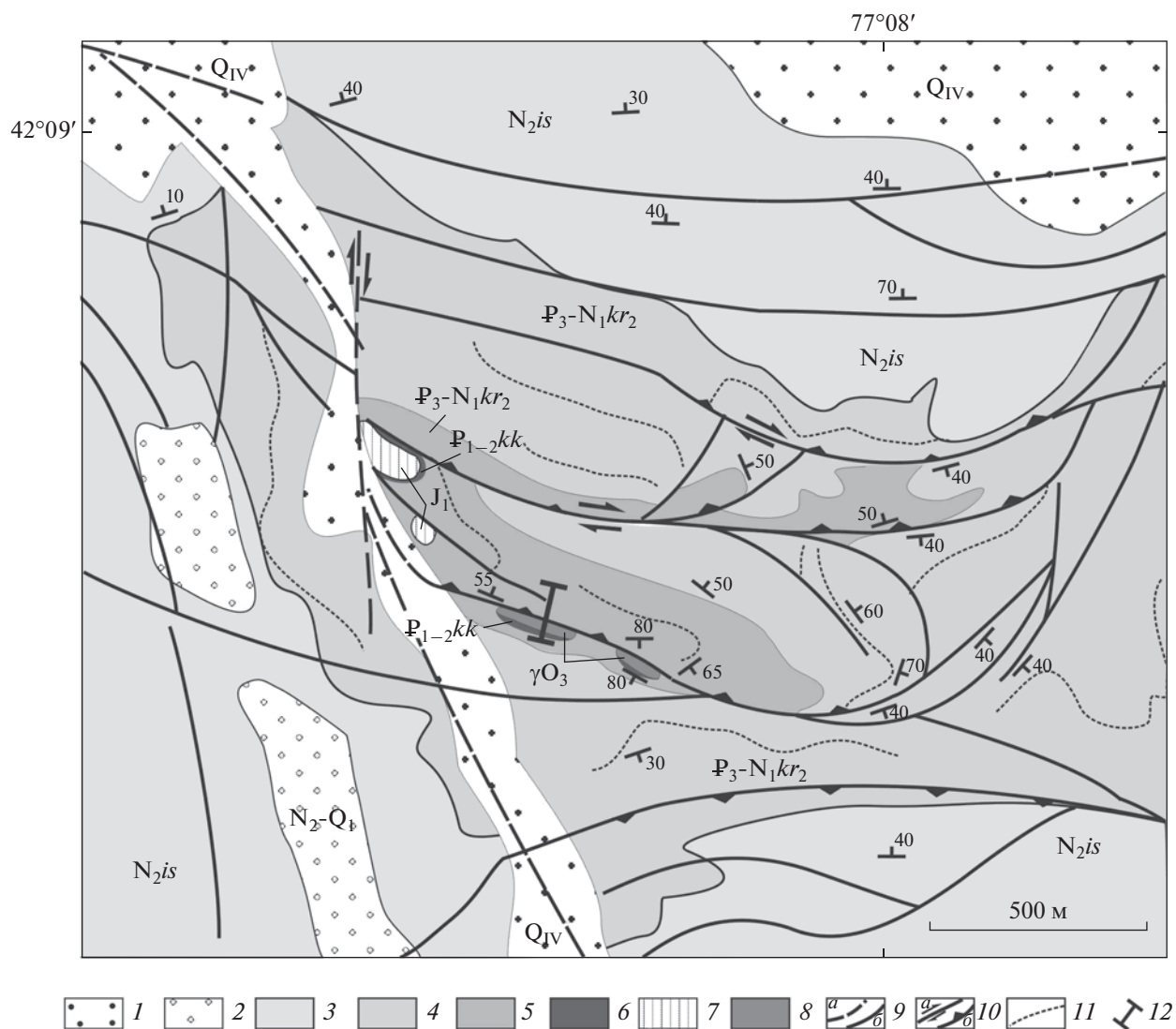


Рис. 14. Геологическая карта урочища Кызыл-Булак, состав и возраст толщ на рис. 3; выходы дезинтегрированных гранитов среди палеозойских красноцветных терригенных отложений

1 – аллювий; 2 – шарпылдакская свита; 3 – иссыккульская свита; 4 – верхнекиргизская свита; 5 – нижнекиргизская свита; 6 – коктурпакская свита; 7 – нижняя юра; 8 – гранитные катаклазиты; 9 – разломы: a – предполагаемые, b – установленные; 10 – кинематические типы разломов: a – сдвиги, b – взбросы; 11 – маркирующие горизонты; 12 – линия разреза на рис. 15

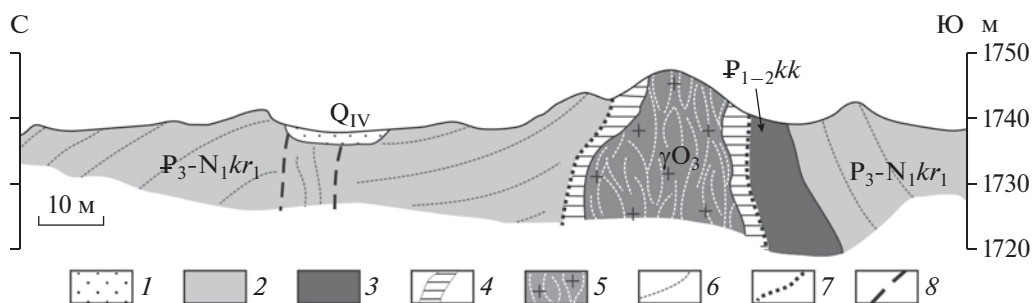


Рис. 15. Геологический разрез через протрузию Кызыл-Булак

1 – аллювий; 2 – нижнекиргизская свита; 3 – коктурпакская серия; 4 – зона бесструктурных карбонатно-песчано-глинистых пород (тектонитов); 5 – гранитные катаклазиты и тектонически дезинтегрированная кора выветривания; 6 – слоистость; 7 – протрузивный контакт; 8 – разломы

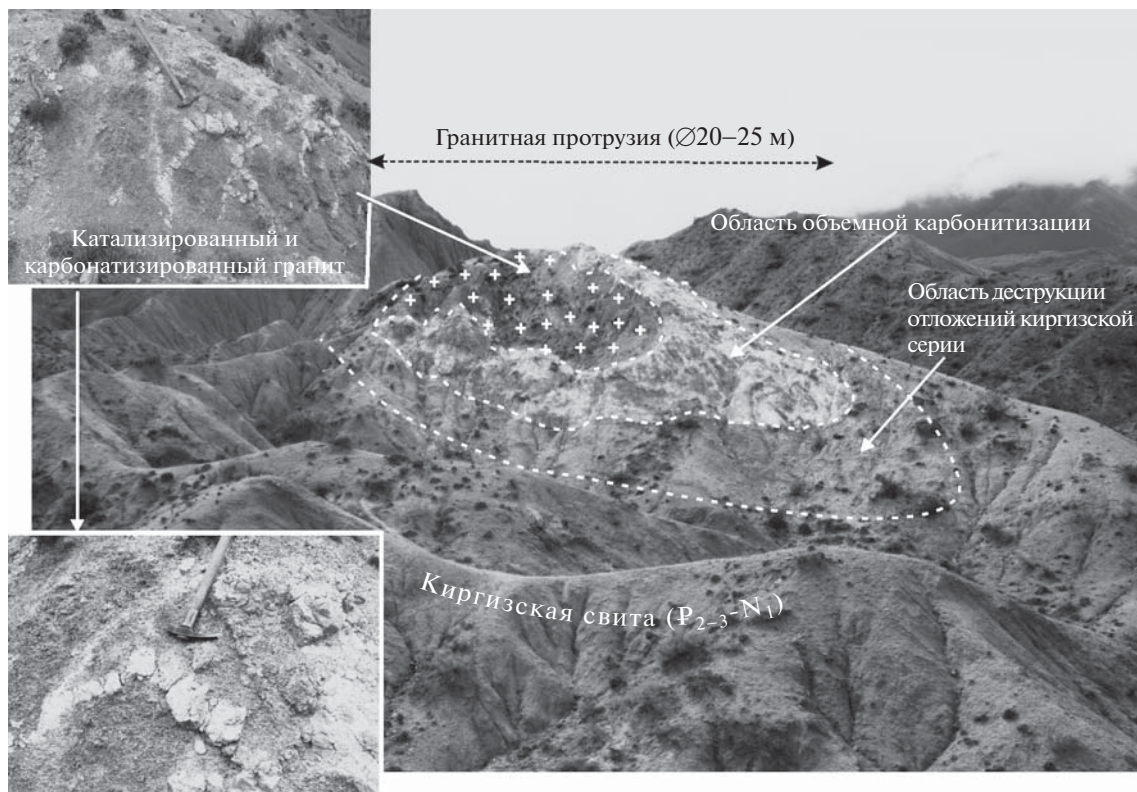


Рис. 16. Гранитная протрузия Кызыл-Булак — общий вид и детали строения, пояснения в тексте

тизации) в меньшей степени, чем плагиоклаз, но в зернах калишпата более отчетливы заполненные каолинитом (?) или зияющие трещины спайности. Границы крупных зерен калиевого шпата часто неровные с внедрениями одного зерна в другое; возникают агрегаты мелких зерен новообразованного микроклина, что является признаком динамической рекристаллизации. Деформация зерен кварца проявляется в их облачном погасании.

При приближении к краю линз граниты становятся все более раздробленными и рыхлыми, приобретают белесый оттенок. По трещинам образуются более крупные кристаллы кальцита, размер которых достигает 1 мм. Резко возрастает содержание кальцита в межзерновом пространстве. Возникает порода, в которой матриксом служит агрегат крупных кристаллов кальцита (65–50% объема), цементирующий рассеянные, хаотически расположенные фрагменты гранитов (50–35%), зерна кварца и полевых шпатов. Размер гранитных включений колеблется от 2 мм до 3 см (см. рис. 17). Мелкие фрагменты имеют угловатую форму, крупные — сложенную, округлую. Линзовидные структуры окаймлены карбонатно-каолиновым агрегатом с редкими мелкими (2–3 мм) включениями гранитов. Карбонатные жилы (см. рис. 17Б, В) также разобщены поперечными тре-

щинами и образуют округлые или со сглаженными краями фрагменты, развернутые относительно первичного положения.

Граниты контактируют с различными горизонтами разреза, приподнимая и деформируя пласты осадочных отложений. Вдоль контактов с гранитами слоистость в осадочных толщах исчезает, и формируются зоны бесструктурных песчано-глинистых пород мощностью 0.5–1 м. Северная контролируется разломом, южная представляет собой область вязкого-пластического срыва (протрузивный контакт). Взаимоотношения пород фундамента и чехла указывают, что граниты протыкают осадочные серии и образуют протрузию. Этому процессу способствует наличие карбонатно-каолиновых кор выветривания, которые меняют реологические характеристики пород в сторону понижения их вязкости и облегчают процесс тектонического внедрения гранитных масс в толщи осадочного чехла. Совокупность признаков свидетельствует о тектоническом “выжимании” гранитов и их протрузивной природе. В зону тектонической переработки попадают и образования коры выветривания, возникшей по гранитам до их становления в качестве протрузии, что хорошо видно на массиве Кызыл-Чоку. Из чего следует, что один из этапов тектонической пере-

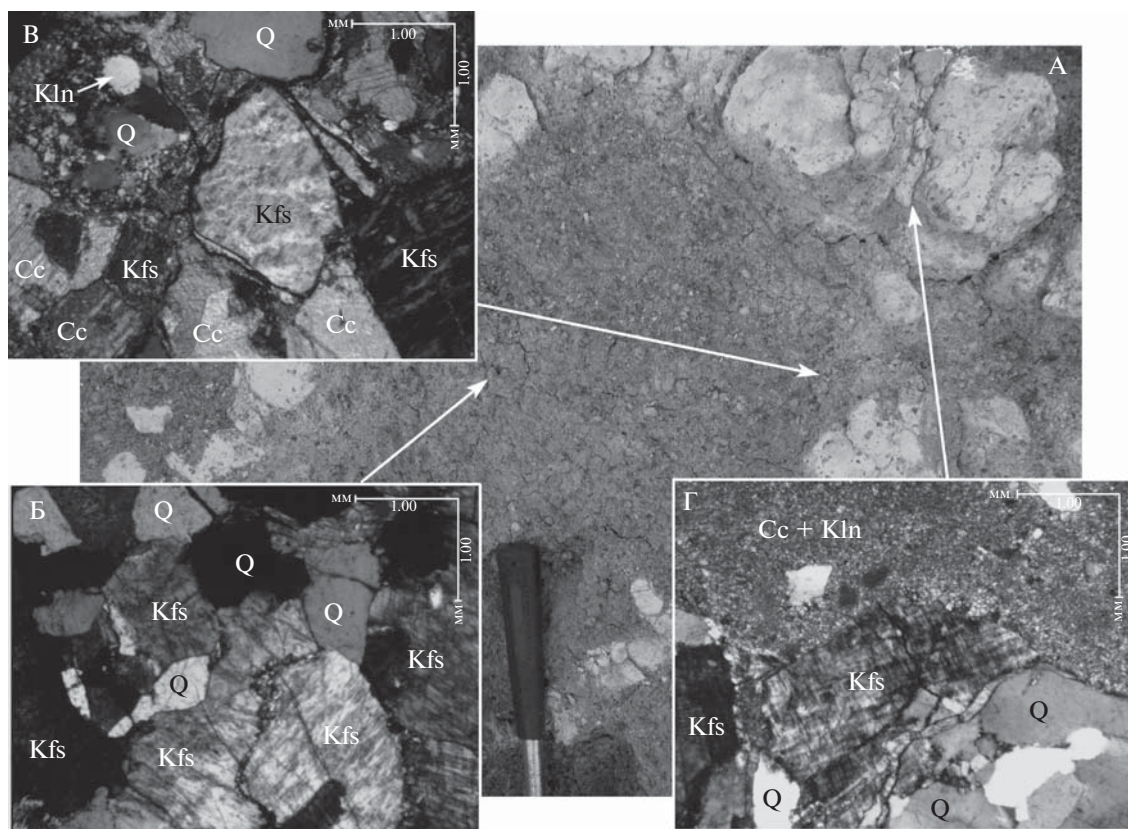


Рис 17. Микроструктуры пород протрузии Кызыл-Булак

А — места отбора образцов; Б–Г — микроструктуры в шлифах (никколи +): Б — слабоизмененный трещиноватый гранит (включение в катаклазированном гранитном матриксе); Б' — мозаичная брекчия с крупнокристаллическим кальцитовым матриксом; Б'' — дресва гранита в мелкокристаллическом кальцит-каолиновом матриксе

работки гранитов проявился после образования допалеогеновой коры выветривания.

В зоне гипергенной переработки сохраняются реликты более ранних структур дезинтеграции микро- и мезоуровней, что указывает на тектоническую переработку пород, предшествующую выветриванию. При развитии же кор выветривания по породам, предварительно тектонически дезинтегрированным, область проявления гипергенных процессов на глубину значительно увеличивается. Происходит изменение реологии пород и возникают дополнительные факторы, способствующие реализации тектонического течения [25, 37]. Относительно небольшой размер валообразного протрузивного выступа гранитов, выжатого с глубины по крайней мере в несколько сотен метров, свидетельствует о высокой “текучести” гранитов, что обеспечивается переходом монолитного гранита в категорию гранулированной среды за счет микробрекчирования, катаклаза, грануляции минеральных зерен, а также возникновения карбонатно-каолиновой “смазки”. Гранулированная среда обладает свойствами сверхтекучести, а переход в гранулированное состояние сопровождается дилатансией [8, 36, 40,

57, 67]³, что также способствует формированию “тел протыкания”.

ОБОБЩЕНИЕ И АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОГО МАТЕРИАЛА

Рассмотрено строение нескольких выходов гранитного фундамента Иссык-Кульской впадины. Все структуры представляют собой кулисно расположенные асимметричные в поперечном сечении купола-складки различного размера, отчетливо выраженные в современном рельефе. Осевые плоскости куполов субвертикальные или крутые (60° – 70°) с наклоном в северных или южных румбах. Массивы имеют плавные, слегка волнистые или нарушенные антитетическими сбросами очертания кровли. Форма поверхности гранитных массивов (дочехольного пенеплена) соответствует изгибам осадочных толщ, залегающих стратиграфически выше. Углы наклона поверхности фундамента и пластов чехла достигают 30° – 50° и более, но конформность их сохраняет-

³ Применительно к гранитам эти вопросы подробно рассмотрены в [23, 24, 39].

ся, а изгиб осуществляется (за редким исключением) без нарушения хрупкими дислокациями, т.е. без разрыва сплошности. Отдельные выходы гранитов (Кызыл-Булак) образуют протрузивные внедрения и тектонически протыкают осадочный чехол. Представляя собой разрыхленную и легко поддающуюся разрушению и выветриванию субстанцию, граниты, тем не менее, занимают в рельефе наиболее высокое гипсометрическое положение, образуя геоморфологические аномалии, что невозможно без принудительного (тектонического) нагнетания породных масс.

Граниты интенсивно дезинтегрированы на мега-, макро-, мезо- и микроуровнях. Характерны веерные, линзовидно-ленточные и сферoidalные трещинно-разломные системы, разнонаправленные, но преимущественно субвертикальные слайс-структуры, брекчирование, объемный катаклиз и пр. В совокупности инфраструктура гранитных массивов представляет собой линзовидно-блоковую мегабрекцию или мегакатаклазит [52], составленный разноразмерными фрагментами менее тектонизированных гранитов, разделенными полосами и объемами интенсивно катаклазированной гранитной массы. Сколько-нибудь крупные объемы недеформированных гранитов отсутствуют. Нужно отметить, что формы нарушений и их парагенезы повторяются на разных уровнях структурирования, что хорошо видно при сравнении рис. 5, 6, 7 и 8. На рис. 5 отражены мега- и макроуровни деформации, на рис. 6 — макроуровень, а на рис. 7 и 8 — мезоуровень, и на всех масштабных уровнях проявляется один и тот же преобладающий парагенез — линзовидно-блоковый. Такая закономерность указывает на фрактальный характер дезинтеграции.

Статистические замеры трещиноватости свидетельствуют об отсутствии в разных доменах одинаковых ориентировок систем трещин, что указывает на дифференциальное движение доменов, отмечаемое и в других районах Северного Тянь-Шаня [22, 27, 37, 46].

По системам разломов и трещин фиксируются раздвиговые, сдвиговые, сдвиго-взбросовые и другие кинематические типы перемещений с очень незначительными амплитудами. В целом степень дезинтеграции пород и ее «дробность» возрастают при приближении к внешним зонам массивов, особенно при наличии крутых контактов между гранитами и осадочными сериями чехла, и постепенно (на расстоянии первых сотен метров) убывают к центральным частям массивов, сменяясь преимущественно крупноблоковой дезинтеграцией, но закономерность эта далеко не всегда выдержана, и центральные части массивов могут быть дезинтегрированы весьма интенсивно (см. рис. 8). По трещинам и разломам наблюдаются фрагментирование и рассредоточенные

смещения жил и даек, при этом амплитуды конкретных перемещений весьма невелики и составляют первые сантиметры или десятки сантиметров, редко до метра и более. Домены с различным стилем структурной переработки трехмерны и образуют в пространстве сложное сочетание ромбовидных, линзовидных и квазисферических объемов, длинные оси которых ориентированы разнонаправленно, но преимущественно в общем тянь-шаньском направлении, т.е. субшироотно.

Отмечается неравномерность пространственного проявления процессов дезинтеграции и неразрывная их связь с деформационными структурами течения. Микробрекции и микрокатаклазиты проявляются не во всем объеме пород, а приурочены к границам округлых и линзовидных блоков мезо- и макроуровня. Рассредоточенные смещения по границам линзовидных фрагментов мезоуровня размером 0.5–2 м (объекты Каджи-Сай, Кызыл-Булак) отражают квазипластическую деформацию с размерностью структур на 1–2 порядка крупнее фрагментов среды: флексурных изгибов, складчатых деформаций кровли гранитного фундамента, валообразных выступов протрузивного типа с радиусом кривизны $n \times 10$ –200 м. Для массивов Кызыл-Чоку и Пришиб, слагающих ядра более крупных антиклинальных складок (с радиусом кривизны более 400 м), характерна крупноблочная делимость на линзовидные объемы размерами 10–300 м, ограниченные зонами концентрации трещин и малоамплитудных разрывов. Подобная масштабная соподчиненность деформаций свойственна гранулированным (дискретным) средам [11, 21], и ранее отмечалась авторами для гранитных массивов Монголии [39].

Сдвиговая (в механическом смысле) деформация рассредоточена по множеству структурных элементов с очень незначительными амплитудами смещения, но, тем не менее, охватывает весь массив, и движение дезинтегрированной гранитной массы осуществляется в виде ограниченного в пространстве «единого» объема, внешняя форма которого и сформированных им морфоструктур изменяется, как уже подчеркивалось, без значимого нарушения сплошности ограничивающей поверхности.

Таким образом, тектоническая природа дезинтеграции гранитов обрамления Иссык-Кульской впадины несомненна. Однако формирование структурной делимости гранитов связано также с процессами прототектоники, среди которых указываются автометасоматоз, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект, гидротермально-пневматолитовые процессы [14, 16, 32–34]. Эти процессы обеспечивают первичное расчленение гранитного массива на отдельные домены и блоки, вызывают дилатансию гранитной массы, но

они не приводят к сколько-нибудь заметному смещению доменов и не определяют объемную дифференциальную подвижность горных пород и их тектоническое течение. При этом структурный рисунок имеет строго упорядоченный в пространстве облик [1, 59]. Возможно, к этому типу относится система пологих трещин, субпараллельных кровле массивов Кызыл-Чоку и Пришиб. Но идентифицировать эти структуры возможно далеко не всегда, так как они в большинстве случаев затушеваны последующими тектоническими деформациями, которые часто имеют неупорядоченный, хаотический облик, различную размерность (от микро- до мегауровня), произвольную ориентацию и характеризуются многократным пересечением одних структурных элементов другими.

Перечисленные особенности делают весьма затруднительным определение последовательности деформаций и привязку их к каким-либо этапам геологической истории. Но некоторые соображения на этот счет можно высказать, обратившись к рассмотрению процесса формирования альпийской морфоструктуры региона, в строении которой непосредственное участие принимают гранитные массы.

Отдельные фрагменты кровли отвечают элементам доюрской, допалеогеновой, дораннеиоценовой и допозднеплиоценовой поверхностей выравнивания. Каждая из более молодых поверхностей выравнивания на крыльях куполов-антиклиналей срезает под небольшим (5° – 10°) углом более древнюю, и отложения каждого более молодого цикла осадконакопления ложатся непосредственно на граниты фундамента. Это свидетельствует о прерывисто-непрерывном подъеме гранитов в течение мезозоя и кайнозоя и их неоднократном появлении в зоне денудации [6, 12, 13], где они находятся и в настоящее время.

Согласно данным М.М. Буслова с соавторами [6], пенеплен, выработанный в предюрское время, неоднократно подвергался деформации за последние 35 млн лет. Субвертикальные мезозойские t , T -тренды охлаждения (150° – 70°) пород Тянь-Шаня свидетельствуют о 2–3-х километровой денудации горных массивов в юре и раннем мелу. Почти горизонтальные t , T -тренды (70° – 50°) для позднего мела–эоцена Тянь-Шаня говорят о периоде покоя. Значительный рост поднятий начался около 11–7 млн лет назад, максимума он достиг за последние 3 млн лет, когда сформировался современный рельеф, размах вертикальных смещений достиг 8–9 км, а граниты были подняты на высоту до 5000 м. Эти данные хорошо сопоставимы с материалами других исследователей [50].

Таким образом, после застывания и вхождения в состав гранитно-метаморфического слоя граниты Северного Тянь-Шаня испытали сум-

марный подъем по меньшей мере на 8–9 км. Но вертикальное перемещение гранитных масс было резко неравномерным на разных участках, в том числе и на территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления. Граниты хребтов Терской-Алатоо и Кунгей-Алатоо приподняты на высоту более 4 тысяч метров выше уровня моря, тогда как дно Иссык-Кульской депрессии находится на отметках около 4 тысяч ниже этого уровня. При этом перепад высот в 6–8 тысяч метров осуществляется на расстоянии всего нескольких десятков километров, т.е. градиент вертикальных движений чрезвычайно велик. В то же время подъем гранитов в пределах частных куполов-складок имеет меньшую суммарную амплитуду (от 1.5–2 до 5–6 км), что опять-таки свидетельствует о неравномерности проявления объемной деформации и величине перемещений горных масс, а, следовательно, и скорости этих перемещений.

Однако реакция пород на тектонические движения в процессе становления как гранитных куполов и протрузий, так и общей морфоструктуры проявлялись более или менее однотипно. Происходили последовательная перестройка инфратектуры, ее усложнение, “совершенствование” и преобразование монолитных гранитов в гранитный катаклазит, который является одной из структурно-вещественных составляющих современной морфоструктурной “коровой брекчии” Тянь-Шаня [52].

Весь комплекс признаков: формирование складок денудационной поверхности фундамента и их конформность дислокациям осадочной оболочки; морфоструктура гранитных тел; разномаштабная объемная тектоническая дезинтеграция пород с признаками сдвиговой кинематики; тектоническое протыкание чехольных отложений, первично перекрывающих граниты, и образование кристаллических протрузий; низкотемпературная минерализация; поэтапная прерывисто-непрерывная эксгумация гранитов в течение всего мезозоя и особенно кайнозоя; тектоническая переработка кор выветривания и пр. — свидетельствует о масштабном (как по амплитуде общего воздымания, так и в смысле вовлечения в процесс огромных объемов горных масс) проявлении в гранитах фундамента реидной деформации в форме 3D вязко-катакластического течения.

Проявление реидного течения гранитов обусловлено их структурным преобразованием в раздробленную, блоковую, гранулированную массу, фундаментальным свойством которой является 3D подвижность [21]. Согласно данным механики блочных и гранулированных сред [8, 11, 21, 23, 36, 39, 40, 57, 61, 67], переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление

сдвигу и вызывает эффект дилатансии, что, в свою очередь, способствует возникновению объемной подвижности горных масс и их реидному течению. Одним из следствий увеличения текучести пород является вязкостная инверсия [35], в результате которой происходит пространственное перераспределение горных масс: их переток из областей относительного сжатия в области относительной декомпрессии и, в частности, выжимание “текучих” тел в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности в виде тел протыкания (куполов, протрузий), которые, как было показано, возникают в обрамлении Иссык-Кульской впадины. Тектоническое течение, несомненно, имело и сдвиговую составляющую, ориентированную широтно, о чем свидетельствуют, прежде всего, линзовидно-доменная морфоструктура Северного Тянь-Шаня, кулисное расположение морфоструктурных элементов, наличие разломов со сдвиговой кинематикой, признаки сдвигового течения в инфраструктуре гранитных массивов и пр. [6, 7, 19, 24, 30, 43, 46, 50, 52, 53].

Тем не менее, может возникнуть вопрос, не является ли дезинтеграция гранитов явлением приповерхностным и связанным лишь с гипергенными процессами. Эта проблема рассмотрена в специальной работе авторов [25], и следует сказать, что весь комплекс имеющихся данных (в том числе и приведенных в этой статье) свидетельствует о главенствующей роли тектонических процессов в структурной переработке гранитов. Их объемная тектоническая дезинтеграция выявлена в теле гранитов на глубинах до одного и более километров [14, 16, 23], что исключает действие гипергенного фактора.

Подтверждение объемной мобильности корового слоя региона дают и материалы геофизических исследований. По данным магнитотеллурического зондирования [4], описываемая территория соответствует северной части Иссык-Кульского “микроконтинента”, во всяком случае – сиалической массе, слагающей значительные объемы современной коры Северного Тянь-Шаня. Подошва сиалической массы фиксируется коровым проводником, залегающим субгоризонтально под всей территорией впадины и ее гранитного обрамления. Прослеживаются электропроводящие зоны и внутри сиалической массы. Данные по распределению скоростей продольных волн показывают сложное как по вертикали, так и по латерали пространственное распределение объемов с разными скоростями сейсмических волн, следовательно, и с различными плотностными характеристиками горных масс [47].

Слой повышенной проводимости выделен на глубинах 20–30 км [41, 49], при этом отмечена близость положения электропроводящего слоя и зоны пониженных сейсмических скоростей –

волновода, выявленного сейсмотомографическими исследованиями [44]. Положение этого волновода под Иссык-Кульской впадиной позднее было подтверждено [2, 45], но верхняя кромка волновода была опущена на глубину 25 км и установлен еще один волновод на глубинах 60–70 км [62, 63]. В последнее время низкоомные объемы обнаружены в восточной части впадины на глубинах 7–12 и 15–40 км [15]. Картина пространственного распределения низкоомных и низкоскоростных объемов свидетельствует как о пластообразной их форме и относительно резких граничных разделах, так и о сложной конфигурации с вертикальными и латеральными “наплывами” разноскоростных и разноомных объемов друг на друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного выше материала вытекает, что граниты, составляющие главные объемы фундамента Иссык-Кульской впадины, после вхождения в состав консолидированного слоя испытывали интенсивную постмагматическую тектоническую переработку, которая выражена в их дезинтеграции в различных формах ее проявления и сопровождается объемным катакластическим течением. Активное поведение гранитов приводит к существенной тектонической трансформации доорогенной морфоструктуры района: образованию пликативных изгибов, куполов, кристаллических протрузий и сопряженных с ними отрицательных структур. Участие гранитов в формировании мезозойско-кайнозойской и современной морфоструктуры региона свидетельствует о тектонической активности и 3D подвижности фундамента на плитном и орогенном этапах и о его (фундамента) существенной роли в оформлении современного тектонического облика региона.

Выводу об объемной подвижности гранитного фундамента в обрамлении и в основании Иссык-Кульской впадины не противоречат и результаты геофизических исследований. Несмотря на сложную и неоднозначную картину пространственного распределения электропроводящих и низкоскоростных слоев и объемов, структура магнитотеллурического поля и распределение скоростных характеристик могут свидетельствовать о проявлении новейшей тектонической активизации [4], и эти данные хорошо вписываются в представления о возможности квазипластического объемного вертикального и латерального перераспределения (тектонического течения) масс гранитно-метаморфического фундамента. Для объяснения природы глубинных неоднородностей в регионе как один из вариантов привлекается гипотеза частичного плавления вещества коры [3]. Низкие же сопротивления верхнекоровых проводящих

горизонтов объясняются существованием в недрах трещиноватых, механически ослабленных зон, сложенных разуплотненными, раздробленными породами преимущественно гранитного ряда [5, 41, 42]. Это предположение хорошо согласуется с данными, полученными при изучении инфраструктуры гранитов обрамления Иссык-Кульской впадины.

Таким образом, с большой долей уверенности можно полагать, что формирование Иссык-Кульской впадины и сопряженных с ней поднятий связано с пластичным перераспределением гранитных масс в пространстве, прежде всего, оттоком из области депрессии и нагнетанием в области поднятий, которое контролируется собственным району Иссык-Кульской впадины и ее обрамления режимом трансенсии и волнообразного коробления верхней коры.

Благодарности. Исследования проводились по темам госзаданий (ГИН РАН № 01201459182 и Научной станции РАН в г. Бишкек № 0155201140001) при финансовой поддержке Программ ОНЗ № 6 и 9, Проектов РФФИ №№ 13-05-00298, 14-05-00545 и 16-05-00357.

Авторы выражают искреннюю благодарность Дирекции и сотрудникам Научной станции РАН в г. Бишкек, которые оказывали всяческое содействие в организации работ по теме исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
2. *Багманова Н.Х., Миркин Е.Л., Сабитова Т.М.* Волноводы в земной коре Тянь-Шаня. Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 1. С. 31–38.
3. *Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М.* Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 42–53.
4. *Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К., Матюков В.Е.* 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. докл. Пятый Междунар. Симп. Т. 1. Бишкек: НС РАН, 2011. С. 306–308.
5. *Брагин В.Д., Мухаммадеева В.А.* 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, 2009. С. 85–98.
6. *Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам тектонического датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.
7. *Буслов М.М., Баталев В.Ю., Де Граве И., Забелина И.В.* 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, 2014. С. 20–22.
8. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.
9. Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1: 500000 / Ред. Игембердиев С.А. Л.: Мингео СССР. 1980.
10. Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 280 с.
11. *Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. Мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
12. *Горячев А.В.* Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
13. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный элювий Тянь-Шаня // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 1. С. 29–48.
14. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г. и др.* Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ, 2007. С. 49–56.
15. *Иванова К.А., Рыбин А.К.* Магнитотеллурические исследования южного борта Иссык-Кульской впадины (в печати).
16. *Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ / Ред. Дмитриевский А.Н., Конторович А.Э. Генезис нефти и газа. М. ГЕОС, 2003. 124 с.
17. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.
18. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
19. *Корженков А.М., Поволоцкая И.Э., Мамыров Э.* Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссык-Кульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника. 2007. № 2. С. 53–72.
20. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
21. *Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Ред. академик Адушкин В.В. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 424 с.
22. *Лаврушина Е.В.* Тектонические структуры гранитов в активизированной бортовой зоне Кочкорской впадины, Тянь-Шань // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2015. С. 32–35.

23. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
24. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
25. *Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переработка гранитных кластитов // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 2. С. 186–204.
26. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
27. *Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2015. С. 290–295.
28. *Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня. Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
29. *Морозов Ю.А., Гентнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
30. *Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-аппартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
31. *Николя А.* Основы деформации горных пород / Ред. Грачев А.Ф. М.: Мир, 1992. 167 с.
32. *Осинов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
33. *Осинов М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 223 с.
34. *Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.
35. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
36. *Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
37. *Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И.* Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, г. Бишкек. НС РАН. 2014. С. 36–38.
38. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.* Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле. Материалы III Тектонофизической Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ. 2012. С. 39–42.
39. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
40. *Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П.* О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. Пробл. разработки полезн. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.
41. *Рыбин А.К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.
42. *Рыбин А.К., Боталев В.Ю., Макаров В.И., Баталева Е.А., Сафронов И.В.* Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 79–96.
43. *Рыбин А.К., Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Баталева Е.А., Боталев В.Ю., Брагин В.Д., Кузиков С.И., Пржиялговский Е.С., Щелочков Г.Г.* Альпийская геодинамика Тянь-Шаня: проблемы и решения // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, г. Бишкек. НС РАН. 2014. С. 40–44.
44. *Сабитова Т.М., Адамова А.А.* Сейсмомографические исследования земной коры Тянь-Шаня. Результаты. Проблемы. Перспективы // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1543–1553.
45. *Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х.* Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмомографических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 118–134.
46. *Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В.* Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Третьей тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 236–240.
47. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
48. *Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вест. МГУ. Сер. 4. Геол. 1994. № 4. С. 65–72.
49. *Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Боталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волыхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К.* Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 3–20.
50. *Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
51. *Турчинский В.П.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Северо-Тяньшаньская серия. Лист К-43-XVIII. ВСЕГЕИ, 1970.

52. Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Академическое изд-во "ГЕО", 2009. 130 с.
53. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
54. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1973. 272 с.
55. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
56. Buslov M.V., De Grave J., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics in the northern Kirgыз Tien Shan and the geodynamic evolution of the Issyk-Kul depression. Guidebook of the Fourth Intern. Symp. "Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geo-ecological Problems", Bishkek. Bishkek: RS RAN, 2008. 40 p.
57. Cambell C.S. Rapid granular flow // Ann. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57–92.
58. Carey S.W. The rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
59. Cloos H. Pluton und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen. XVI Congres geol. intern. N.I. Washington, 1936. P. 235.
60. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geol. Ser. of Canada, 1991. Pap. 90–17. 72 p.
61. Jullien R. La segregation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Mens. 247. Vol. 23. P. 1198–1199.
62. Koulakov I. High frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. P. B0430.
63. Li Z., Roecker S., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin A.K. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. № 1–2. P. 49–57.
64. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1996. P. 289.
65. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 83–99.
66. Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al. Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks / M. Jessell, J. Urai (eds.). Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means // J. Virtual Explorer, Electronic Edition. 2000. Vol. 2. p.
67. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

Рецензенты: Ю.А. Морозов, В.Г. Трифонов

Alpine Tectonics of Granites in Basement of Ysyk-Köl Basin, Northern Tien Shan

M. G. Leonov^{a,*}, E. S. Przhivalgovsky^a, E. V. Lavrushina^a, A. V. Poleshchuk^a, and A. K. Rybin^b

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: mgleonov@yandex.ru

^b Scientific Station, Russian Academy of Sciences, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan

Received November 17, 2015

Abstract—The Ysyk-Köl Basin filled with Lower Jurassic–Quaternary sedimentary rocks is the largest intermontane negative structural unit of the northern Tien Shan. The basement of this basin is composed of Precambrian–Paleozoic rocks, largely of Ordovician and Silurian granitoids exposed in mountain ranges of the basin framework and as separate anticlinal domes situated in areas occupied by the Mesozoic–Cenozoic sedimentary cover. The postmagmatic tectonic infrastructure of the Chonkurchak (Chonkurchak), Kyzyl-Choku, Kyzyl-Bulak, and Prishib massifs incorporated into the basement, as well as their relationships to the sedimentary cover, are described in the paper. The study was carried out using the morphostructural method, detailed geological mapping, structural kinematic analysis, and petrographic examination of rocks. The infrastructure of Paleozoic granites in the basement and indications of their 3D tectonic flow are characterized. It has been shown that granites undergo 3D deformation after their incorporation into the consolidated crust, and this process has a substantial influence on tectonic processes at the plate and orogenic stages of regional evolution.

Keywords: basin, deformation, granite, Ysyk-Köl, tectonics, Tien Shan