

УДК 551.435.27→551.22

© 2017 г. М.Г. ЛЕОНОВ¹, Е.С. ПРЖИЯЛГОВСКИЙ¹, Е.В. ЛАВРУШИНА¹,
А.В. НИКИТИН²**ГРАНИТНЫЕ ОСТРОВНЫЕ ГОРЫ: МОРФОЛОГИЯ,
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС**¹Геологический институт РАН, Москва, Россия,²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

e-mail: mgleonov@yandex.ru

После вхождения в состав консолидированной коры гранитные тела не остаются ее пассивными составляющими, а выдвигаются в верхние горизонты, образуя разобщенные кряжи или группы возвышенностей, часто в окружении более устойчивых к выветриванию комплексов. Геологические и геоморфологические наблюдения свидетельствуют, что подъем происходил импульсно и продолжается на неотектоническом этапе, опережая денудационные процессы. Внутреннее строение островных гор Северного Тянь-Шаня, Забайкалья и Монголии свидетельствует об интенсивной постмагматической структурной переработке гранитов, приведшей к их полной или частичной объемной дезинтеграции на макро-, мезо- и микроуровнях. Эта особенность структуры эксгумированных массивов является ключевым моментом при рассмотрении возможных механизмов постмагматического выдвигания гранитных масс в верхние горизонты коры и образования положительных форм рельефа. Переход горных пород в дискретное (гранулированное) состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу, что вызывает объемную подвижность масс и их течение. В условиях вязкостной инверсии происходит пространственное перераспределение горных пород: они “перетекают” и выжимаются в области относительной декомпрессии, в частности, к дневной поверхности – в направлении меньшего литостатического давления.

Ключевые слова: гранитный массив, островные горы, морфотектоника, дезинтеграция, протрузия, объемная деформация.

DOI: 10.7868/S043542811703-0018

Введение

Изучение морфологии поверхности фундамента континентов – актуальное направление геологической науки. По-видимому, одним из первых на эту сторону морфотектогенеза обратил внимание Л. Кинг, который объяснил формирование современного рельефа материков объемной деформацией кристаллического основания и ввел понятие “киматогенез” – “образование вздутий” [1, с. 216]. При этом он рассматривал фундамент как единую однородную массу кристаллических пород, не разделяя их по составу и строению. Однако учитывая, что значительную часть объема фундамента (в некоторых регионах до 50–80%) составляют породы гранитного ряда, можно полагать, что именно они во многом определяют реологические свойства, структуру и морфологический облик поверхности фундамента [1–7], в том числе и на территориях, где гранитоиды обнажаются и участвуют в формировании современного рельефа.

Граниты зачастую выведены в верхние горизонты земной коры через значительный промежуток времени после кристаллизации и остывания. Изучение

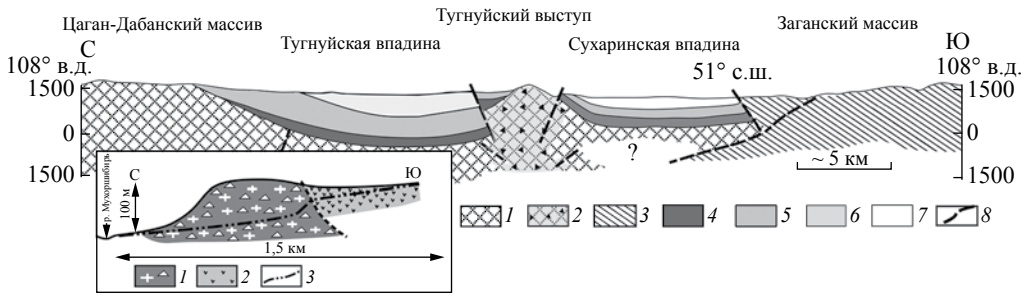


Рис. 1. Тугнуйский выступ в структуре Западного Забайкалья (принципиальная схема по [10] и данным личных наблюдений)

1 – докембрийско-палеозойские комплексы фундамента (нерасчлененные); 2 – катаклазированные граниты среднего–верхнего палеозоя; 3 – комплексы Заганского метаморфического ядра (нерасчлененные); 4 – грубообломочные отложения березовской свиты (J_1); 5 – трахиандезитобазальты ичетуйской свиты (J_{1-2}); терригенные отложения: 6 – тугнуйской (J_2) и галатайской (J_3) свит, 7 – муртойской и убукунской свит (K_1); 8 – разломы.

На врезке – детальный разрез, показывающий рельеф и перепад уровня эрозионного вреза на границе базальтов и дезинтегрированных гранитов: 1 – дезинтегрированные граниты; 2 – базальты; 3 – линия продольного профиля тальвега ручья

постмагматических деформационных структур и морфоструктурного строения таких тел имеет принципиальное значение для расшифровки тектоники консолидированной коры и понимания хода процессов морфотектогенеза.

Граниты формируют вершины и хребты в пределах горных систем, но зачастую образуются и островные горы [8] – изолированные возвышенности (холмы, увалы, кряжи) на относительно выровненных пространствах платформ и плит, происхождение которых не может быть объяснено процессами избирательной денудации. Именно эта категория гранитных массивов является предметом нашего рассмотрения, поскольку они имеют широкое распространение, а особенности морфотектоники и механизмов их формирования изучены далеко не полно, к тому же в геологии и геомеханике появились данные, позволяющие расширить представления о роли гранитов в формировании современного рельефа.

Гранитные массивы Забайкалья. Значительная часть территории Забайкалья сложена гранитами, которые в пределах впадин перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями. При этом в ряде случаев граниты прорывают заведомо более молодые отложения плитного чехла и образуют положительные формы рельефа – островные горы.

Тугнуйский выступ (Западное Забайкалье). Между Цаган-Дабанским поднятием и Заганским гранитоидным валом расположена Тугнуйская впадина (100×15 км), выполненная комплексами юрских и раннемеловых вулканогенных и осадочных пород [9, 10]. На начальных этапах развития она существовала как единый бассейн осадконакопления, но с раннего мела внутри впадины начало формироваться конседиментационное поднятие, отделившее северную котловину (Тугнуйскую) от южной (Сухаринской) (рис. 1). Это поднятие, называемое нами Тугнуйским, представляет хорошо выраженную в рельефе положительную морфоструктуру – вытянутую в субширотном направлении горст-антиклиналь размером около 30×5 км. Выступ сложен андезитобазальтами ичетуйской (J_{1-2}) свиты, а также брекчиями гранитов и граносиенитов раннепалеозойского, каменноугольного и пермского возраста.

Палеозойские граниты образуют купол, апикальная часть которого расположена выше поверхности соседствующих с ними базальтов и меловых отложений на 10–50 м, образуя выраженное в рельефе ядро “протыкания”. При этом граниты легко поддаются размыву и денудации по сравнению с окружающими породами. Различия в их

литологической устойчивости видны на продольном профиле одной из балок (рис. 1, врезка): при переходе водотока с базальтовой поверхности на гранитную тальвег испытывает резкий перепад высот, врез углубляется, что свидетельствует о большей податливости гранитов по сравнению с базальтами. В то же время граниты сохраняют доминирующее высотное положение в рельефе впадины, что указывает на активное современное воздымание массивов.

Гора Шерловая (Восточное Забайкалье) представляет собой округло-удлиненный (1.5×3 км) гранитный массив, окруженный терригенно-вулканогенными образованиями раннего девона – раннего карбона, в свою очередь частично перекрытыми мезозойскими и кайнозойскими терригенными отложениями [1, 11, 12]. Сам массив сложен верхнеюрскими розовато-серыми крупнокристаллическими лейкократовыми и биотитовыми гранитами и белесыми аплитовидными кварцевыми порфирами нижнего мела.

Как и в Тугнуйском выступе, породы Шерловой горы тектонически интенсивно дезинтегрированы: разбиты на отдельные глыбы, брекчированы и катаклазированы вплоть до полной потери связности и дробления минеральных зерен. Деформация имеет объемный характер и захватывает значительные участки массива. Кварцевые порфиры подверглись деструкции: они разбиты на пластины, отделенные друг от друга серией поперечных зияющих и не заполненных каким-либо веществом трещин, что указывает на объемное растяжение. Степень раздробленности пород варьирует; фиксируются многочисленные зоны их перетирания вплоть до превращения в “тектоническую муку”.

Массив горы Шерловой образует купол, приподнятый в апикальной части над окружающим рельефом на 200–250 м. Его поверхность выпуклая с углами падения 5–10°. При этом раздробленные (фактически рыхлые) граниты и гранит-порфиры четко выражены в рельефе в виде положительных форм, а плотные породы окружения слагают относительно пониженные участки.

Вершинная часть массива местами перекрыта плащом грубокластических брекчий мощностью 0–20 м и преобладающим размером обломков 15–30 см по длинной оси с матриксом песчаной размерности кварцевого состава – производным нижележащих разрушенных дезинтегрированных кварцевых порфиров, габброидов и базальтов.

Спускаясь вниз по склонам на 100–200 м, брекчии затем исчезают, что, по-видимому, связано с размывом и выносом материала в долины. Поступление обломков идет прерывисто-непрерывно, в результате чего формируется серия перекрывающих друг друга шлейфов и происходит заполнение структурных и эрозионных понижений. По особенностям строения и залегания эти кластогенные образования могут быть отнесены к породам тектоно-осадочного генезиса [13, 14].

Таким образом, объемная тектоническая дезинтеграция гранитов горы Шерловой, ее изометричная форма и высокое гипсометрическое положение, наличие шлейфов тектоно-осадочных кластитов свидетельствует об активном современном воздымании массива. Подобный процесс описан также и для Северного Прибайкалья [15].

Гранитные массивы Монголии представлены островными горами – изолированными кряжами или группами возвышенностей. Детально описанный нами ранее [16] **массив Танын** расположен в выполненной платформенными отложениями мела и палеогена Тормхонской впадине (центральная часть Гоби-Алтайской тектонической зоны). Сложенный раннепермскими лейкогранитами улагчинского комплекса, он имеет высоту около 1700 м над у.м. и представляет собой овальную структуру размером около 1×1.3 км со слабо извилистой границей (рис. 2). Превышение вершинной части массива над вмещающими юрскими и мел-палеогеновыми отложениями составляет 100–200 м. В поперечном сечении он имеет форму гриба с куполообразной “шляпкой” и суживающимся основанием, что фиксируется благодаря наличию антецедентной сухой долины, прорезающей массив в поперечном направлении (С-Ю) на глубину около 150 м. Совершенно плоское днище долины шириной 100–150 м

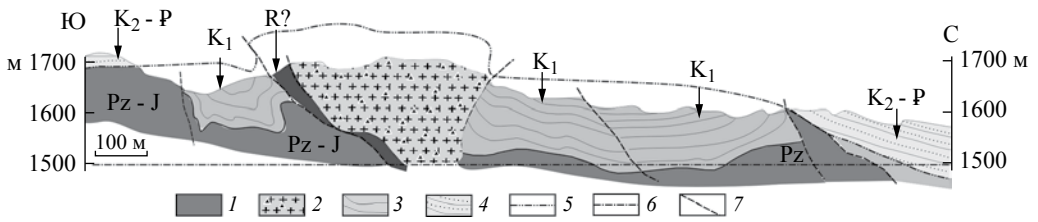


Рис. 2. Схематический геологический профиль через Тормхонскую впадину (Гобийский Алтай)

1 – складчато-метаморфический палеозойский фундамент и юрские отложения; 2 – гранитная протрузия; платформенные отложения: 3 – нижнемеловые, 4 – верхнемеловые и палеогеновые; 5 – допозднепалеогеновая поверхность выравнивания; 6 – реконструируемое положение поверхности выравнивания перед поздним мелом; 7 – разломы

выполнено песчано-галечными аллювиальными отложениями сезонных водотоков. В пределах центральной части поднятия долина имеет обрывистые борты. При выходе в обрамляющие впадины величина ее вреза уменьшается до 10–40 м, по бортам прослеживается серия эрозионно-аккумулятивных аллювиальных террас.

Граниты массива Танын раздроблены до состояния тектонической брекчии (псевдодресвяников) или дезинтегрированы до песка. В этой общей катаклазированной массе расположены отдельные блоки менее раздробленных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры, а также линзы и деформированные глыбы мрамора, образующие участки сложно построенного гранитно-мраморного меланжа. Отдельные, относительно монолитные фрагменты иногда оконтурены зеркалами скольжения, которые фиксируются и на поверхности многочисленных трещин.

Слагающие массив Танын раздробленные граниты пермского возраста в виде относительно изометричного тела выведены на более высокий гипсометрический уровень по сравнению с окружающими их отложениями мел-палеогенового осадочного чехла. Как и для описанных выше островных гор Забайкалья, эксгумация гранитов происходила уже после их вхождения в состав фундамента, сформированного в Гобийском Алтае к концу пермского времени, при этом они неоднократно оказывались на поверхности и вновь перекрывались осадочными породами. Основные этапы эксгумации (триас-дораннеюрский, позднепалеогеновый, миоцен-четвертичный (новейший) [16]) отделялись друг от друга периодами денудации, проявленными в виде соответствующих структурных несогласий. На последнем этапе массив воздымался довольно активно: разница предполагаемых вертикальных смещений пачки палеогеновых отложений составляет около 100 м.

В пределах Южно-Хэнтэйского краевого поднятия Центральной Монголии [17, 18] существует так называемая *Их-Хайрханская группа* овалыных в плане увалистых горных кражей с абс. отметками до 1900 м, сложенных позднерусскими биотитовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми сиенитами. Совместно со складчатой толщей триасовых метавулканитов основного и среднего состава гранитоиды образуют выступ киммерийского фундамента, при этом они доминируют над окружающим полого всхолмленным равнинным рельефом, формируемым вулканитами, поднимаясь на относительную высоту до 300–400 м.

Крупные (10 × 15 км) массивы представляют собой уплощенные купола, своды и склоны которых изрезаны сухими долинами глубиной до 50–70 м с ящико- или V-образным поперечным профилем и плоскими или выпуклыми бортами. В основании склонов крутизной более 30° формируются обвально-осыпные шлейфы, состоящие из плитчатых обломков. Куполовидная форма массивов прослеживается по платообразным вершинам водоразделов, полого наклоненным от центра массивов, – останцам реликтовой доэрозионной поверхности. При смыкании соседних долин водоразделы приобретают вид вертикальных стен, сложенных коренными породами

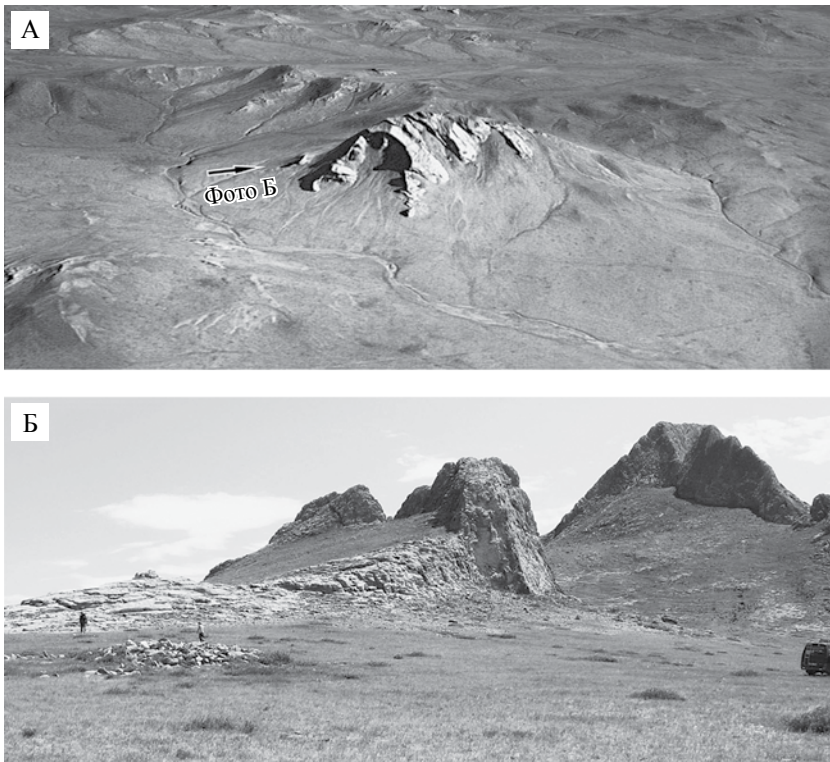


Рис. 3. Гранитный массив Бага-Хайрхан

А – перспективный вид с юго-запада (спутниковое изображение Google); Б – оvoidно-линзовидные (веретенообразные) структуры и наклонные поверхности педиментов на периферии массива

с плитчатой (вертикально ориентированной) или прямоугольно-блочной отдельностью. По периферии крупных массивов наблюдаются гряды или остроконечные пики, морфологически сходные с возвышенностями небольших массивов.

Все крупные купола (Их-Хайрхан, Онгон и др.) разбиты взаимопересекающимися крутыми и пологими трещинами, которые определяют разнообразие отдельностей пород, форм рельефа и проявление эрозионных процессов. Пологая трещиноватость, в целом повторяя форму апикальной части гранитного массива, наклонена внутрь крупных долин, что позволяет связывать происхождение трещин этого вида со свободной (древней эрозионно-денудационной) поверхностью. Вертикальные системы трещин, предопределяющие плитчатую отдельность (слайс-структуры), характерны для глубоко эродированных частей массивов и останцов на их периферии.

Небольшие изолированные массивы (Бага-Хайрхан, Майхэн-Худук и др.) и выступы гранитов формируют островершинные конические горы, которые наиболее контрастно выражены в рельефе (рис. 3А). Их структура определяется дугообразными субвертикальными мегатрещинами, ограничивающими ячеистые (овoidно-линзовидные, веретенообразные) тела с крутым или слабо наклонным положением длинной оси. Поперечные размеры таких тел составляют 30–100 м, реконструированная длина – от многих десятков до сотен метров (рис. 3Б). Они возникли в результате тектонической дезинтеграции и гидротермальной проработки гранитов: зоны повышенной трещиноватости и катаклаза, очерчивающие “веретена”, насыщены карбонатными, железо-окисными и кварцевыми прожилками. Наложённая минерализация повышает устойчивость пород к выветриванию, и внутренние части ячеек оказываются окружены оболочкой более прочных пород. Возникают структурные аномалии – интенсивно

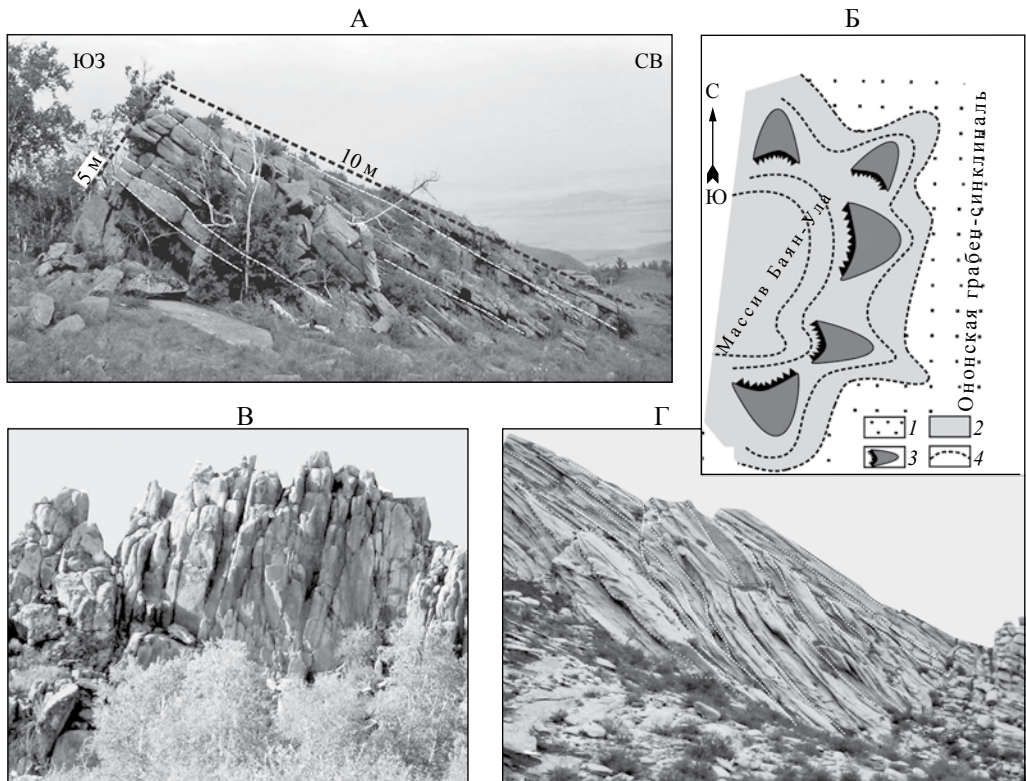


Рис. 4. Отдельность и трещинные структуры в гранитном массиве Баян-Ула

А – асимметричный клиновидный выступ, сложенный коренными трещиноватыми гранитами; Б – расположение клиновидных выступов на восточном склоне гранитного купола (1 – рыхлые четвертичные отложения, 2 – триас-юрские граниты, 3 – клиновидные выступы, 4 – горизонталы); В – субвертикальные слайс-структуры в апикальной части массива; Г – наклонная трещиноватость и плитчатая отдельность в борту массива

дезинтегрированные породы оболочки ячеек (катаклазиты и брекчи) оказываются более устойчивыми к выветриванию, чем менее раздробленные граниты внутренних частей. По периферии небольших массивов сохранились крутые площадки – останцы педиментов, наклоненных (до 40°) от центра поднимающегося массива.

Парагенез трещинной тектоники, структурных террас и останцов доэрозионной поверхности свидетельствует о перманентном и дифференцированном воздымании массивов Их-Хайрханской группы. В ряде случаев кряжи обрамлены кольцевыми депрессиями с приуроченными к ним руслами водотоков, озерами и солончаками. Существование таких динамопар (поднятие – компенсационное опускание) – характерная черта процесса формирования тектонического рельефа.

Массив Баян-Ула (T_3-J_1) является одним из наиболее крупных (~1000 км²) мезозойских гранитных массивов Монголии. Он расположен в пределах верхнепермско-триасовой Ценхиргольской мульды, образуя в ее центральной части овальный купол. Одной из характерных черт массива является наличие в его краевых частях асимметричных радиально вытянутых клиновидных выступов (рис. 4А, Б), расположенных практически по всей окружности купола на его склонах. Крутые (до 70°) короткие склоны этих выступов обращены к центральной части холма Баян-Ула, пологие (20–40°) длинные – ориентированы в сторону окружающих долин. Клиновидную форму этих структур определяют две системы трещин слагающих их гранитов: одна параллельна поверхности длинного

крыла, вторая – короткого. Происхождение пологой трещиноватости (также как и в массиве Их-Хайрхан) может быть связано с разрядкой внутренних напряжений в гранитных телах при снятии нагрузки вышележащих пород в процессе эксгумации; она конформна общей ориентировке трещин куполовидного поднятия на ранних стадиях эксгумации. Наличие более крутого наклона трещин отражает, вероятно, процессы продолжающегося “всплывания” массива и его денудации.

В пределах массива широко развиты отдельности типа слайс-структур (структур “нарезки” [4]). В апикальной зоне купола они ориентированы преимущественно субвертикально или вертикально (рис. 4В), на склонах – по направлению падения, повторяя контуры рельефа (рис. 4Г). В центральной части массива расположены плитообразные гравки-слайсы с вертикальной отдельностью, выжатые вверх из общей пачки на 10–20 м. Таким образом, ориентировка слайс-структур соотносится с морфологией массива, что указывает на наличие тектонического фактора при формировании рельефа.

Гранитные массивы Северного Тянь-Шаня. В пределах Тянь-Шаня в состав фундамента входят гранитоиды различного возраста: от докембрийских до позднепалеозойских. Особенно широко они развиты на территории Северного Тянь-Шаня [19–21], где слагают структуры разного порядка. К первому относятся антиклинальные мегаскладки основания, выраженные в современном рельефе в виде главных горных хребтов [22–26], ко второму – изолированные островные гранитные купола-антиклинали, расположенные в пределах внутригорных впадин (рис. 5).

Строение небольших изолированных массивов (размером до 1–2 км в поперечном сечении) однотипно: в плане они имеют форму овалов с соотношением длин осей 1:1.5–1:10, вытянутых в субширотном (общем для Тянь-Шаня) направлении или вдоль оперяющих структур, ориентированных к ним под небольшим углом [19, 20]. Доминируя в рельефе, гранитные тела возвышаются в виде куполов или валов над полого залегающими отложениями мезо-кайнозойского чехла. В поперечном разрезе они обычно асимметричны: наклон пологого крыла составляет 10–15°, крутого – 25–45°, иногда 60° и более, вплоть до запрокинутого залегания. На пологих склонах граниты с корой выветривания перекрыты недеформированными отложениями осадочного чехла. Крутые контакты осадочного чехла и гранитов представлены флексурными перегибами в сочетании с тектоническими срывами или малоамплитудными разломами и зонами тектонизации. Граничные разломы (обычно взбросо-сдвиги или сдвиги) отклоняются от контакта и переходят в тело массива и/или осадочного чехла, иногда затухают по простиранию. Наблюдаются малоамплитудные “kozyрьковые” надвиги гранитов на отложения чехла, осложняющие разломы со взбросо-сдвиговой кинематикой. К орогенным морфоструктурам с гранитными ядрами относятся также небольшие (десятки и сотни метров) кристаллические тела “протыкания”, которые участвуют в строении более крупных массивов или образуют самостоятельные формы, приуроченные к линейным зонам интенсивных складчато-разрывных деформаций.

Тянь-Шаньские гранитные массивы в той или иной степени деформированы практически по всему объему. Благодаря разломам и трещинам, они преобразованы в дезинтегрированную массу, состоящую из прямоугольных, ромбоэдровидных, линзовидных или сфероидальных брекчированных и катаклазированных фрагментов мезоуровня (сантиметры – метры). Среди дизъюнктивов зафиксированы раздвиговые, сдвиговые, надвиговые, сдвиго-взбросовые и другие типы дислокаций, амплитуды которых незначительны.

В различных, часто соседствующих блоках ориентировка систем трещин может быть неодинакова, что указывает на подвижность отдельных фрагментов при сохранении единства массива как геологического тела. Наблюдается резкое структурное несоответствие между фундаментом и осадочным чехлом. При этом, как и во всех ранее описанных объектах, гранитные массивы образуют ярко выраженные в рельефе изолированные положительные структуры.

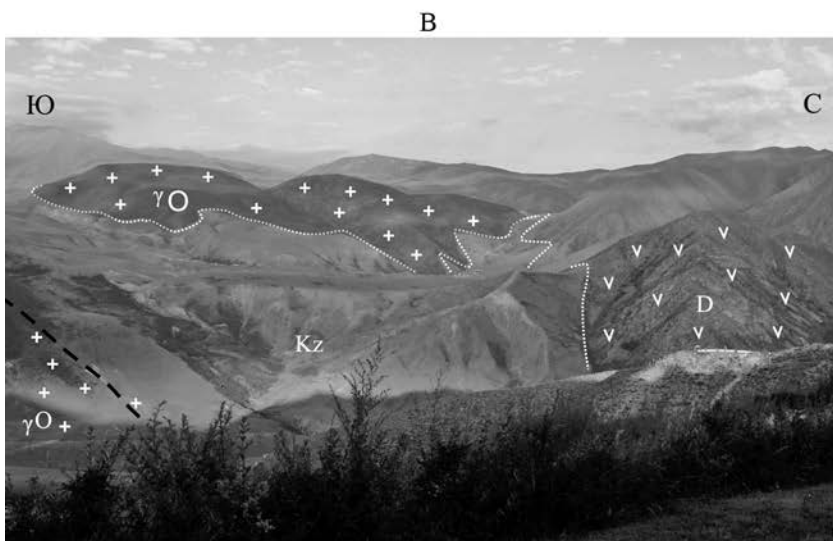
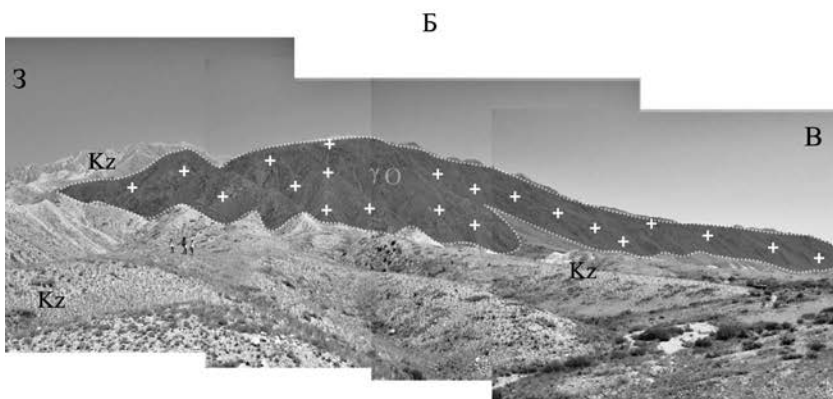
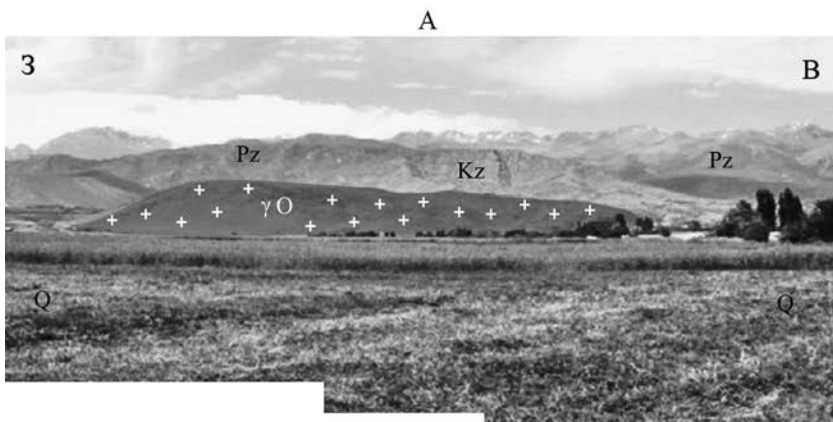


Рис. 5. Палеозойские граниты, образующие купольные структуры в пределах мезо-кайнозойских внутригорных впадин

А – безымянный массив (северный борт Исык-Кульской впадины, пос. Бостери); Б – массив Кызыл-Чоку (южный борт Исык-Кульской впадины); В – массив Чункурчак (северный борт Киргизского хребта, междуречье Аламедин – Ала-Арча)

Выводы

Изложенный материал и анализ литературных данных [4, 16, 19, 20] показывают, что после вхождения в состав консолидированной коры гранитные тела не становятся ее пассивными составляющими, а “всплывают” в верхние горизонты и формируют разобщенные куполовидные поднятия (Северный Тянь-Шань и Забайкалье) или их группы (Их-Хайрхан в Монголии). Амплитуда их вертикального подъема (с учетом высокогорного рельефа) по разным оценкам может достигать от 1–5 до 10–12 км. Появление давно остывших глубинных магматических пород на земной поверхности, как и особенности их морфологии, свидетельствуют о значительной объемной подвижности гранитных масс. Внутреннее строение островных гор указывает на интенсивную постмагматическую переработку гранитов, приведшую к их полной или частичной дезинтеграции и разрыхлению на макро-, мезо- и микроуровнях.

В опубликованных ранее материалах [5–8, 16, 27–31] рассматривались различные причины выдвигания гранитных масс в верхние горизонты коры и формирование в результате положительных форм рельефа: действие изостазии и архимедовой силы; постмагматическая гранитизация, приводящая к увеличению объема пород и выталкиванию ранее застывших масс; плотностная инверсия; клиновидная форма тел, за счет которой они выдавливаются вверх под действием тангенциальных сил; процесс замещения мантийной литосферы астеносферой и пр. Перечисленные механизмы в той или иной степени, вероятно, задействованы в описанном процессе эксгумации, но они не учитывают необходимость объемной подвижности гранитных масс, без которой их перемещение в пространстве невозможно или сильно затруднено из-за сил трения, возникающих на контакте гранитного тела и окружающих пород [28]. Данные, изложенные в статье, вместе с материалами по другим объектам с учетом постулатов физики твердого тела и геомеханики [4, 11, 16, 19, 20] позволяют считать, что главными факторами, ответственными за “выдвигание” гранитов на дневную поверхность, являются высокая *объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии*. Первый обеспечивается за счет преобразования породной массы в раздробленную гранулированную субстанцию. Известны две группы причин постмагматической дезинтеграции гранитов: прототектонические, связанные с их магматической природой (метасоматоз, пневматолигово-гидротермальный процесс), контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект, придающие породе первичную дискретность и служащие своеобразной подготовкой для проявления последующих перестроек горных масс – тектонических и структурных, составляющих вторую важную группу [19, 20].

Таким образом, деструкция пород фундамента проявляется в различных формах, разном масштабе и обусловлена комплексом физико-механических факторов. Переход же горных пород в дискретное состояние, согласно данным механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики [32–36], приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу, сопровождается дилатансией¹, что вызывает объемную подвижность горных масс и их течение. Следствием является понижение вязкости (увеличение текучести) пород, что в условиях неоднородного поля напряжений приводит в действие механизм вязкостной инверсии [37]. В результате происходит пространственное перераспределение горных масс: их перетекание из областей относительно высоких напряжений в области относительной декомпрессии и, в частности, выжимание текучих масс в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности. Поднимающиеся массы внедряются в верхние горизонты коры, образуя выраженные в рельефе купола, массивы, протрузии. Подобное явление характерно для гранитоидов разного возраста (чаще всего позднеорогенных и посторогенных гранитов, лейкогранитов и гранодиоритов), дезинтегрированных на стадии тектонической активизации платформ [13, 16, 19, 20]. Описанные в статье морфоструктуры являются свидетельством объемного тектонического течения горных масс фундамента. При этом гранитные массивы, превращенные в рыхлые

¹ Дилатансия – увеличение объема тела при его деформации.

дезинтегрированные породы, податливые размыву и выветриванию, образуют наиболее возвышенные участки рельефа, что возможно лишь при механическом нагнетании вещества и подъеме массивов, опережающем их денудацию.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 16–17–10059.

Acknowledgements. The study was funding by the RSF, project No. 16–17–10059.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
2. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
3. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
4. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
5. *Турутанов Е.Х.* Становление гранитных интрузий и рельефообразование // Литосфера. 2014. № 1. С. 117–122.
6. *Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
7. *Pitcher W.S.* On the rate of emplacement of batholiths // Journ. Geol. Soc. Lond. 1975. No. 6. P. 587–591.
8. *Сварчевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 131–135.
9. *Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Лигачёв. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
10. *Ermikov V.D.* Mesozoic precursors of the cenozoic rift structures of Central Asia // BCREDP. 1994. Vol. 18. P. 123–134.
11. *Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная переработка гранитных кластитов // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 186–204.
12. Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов: методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:500000. Вып. 8 / Ред. А.С. Кумпан, В.К. Денисенко, Г.П. Тафеев. Л.: Недра, 1981. 304 с.
13. *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.
14. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
15. *Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182.
16. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
17. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 642 с.
18. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 231 с.
19. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5–32.
20. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полещук А.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016. № 4. С. 22–47.
21. *Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенепплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
22. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
23. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
24. *Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: ГЕО, 2009. 130 с.

25. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
26. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1973. 272 с.
27. *Ананьев Г.С., Каревская И.А.* Роль выветривания и селективной денудации в формировании обособленных гранитных массивов // Фил. геогр. об-ва СССР. Вып. 151. Чита: Зап. Забайкальск, 1970. С. 15–22.
28. *Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
29. *Лишневецкий Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В.* Геологические признаки и проблемы постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приольхонья) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–101.
30. *Трифонов В.П., Влох И.П., Алейников А.Л., Белавин О.В., Зубков А.В.* Явление выдавливания гранитных массивов на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 169–170.
31. *Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постмагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 1. С. 89–112.
32. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.
33. *Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Под ред. В.В. Адушкина. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 424 с.
34. *Cambell C.S.* Rapid granular flow // Annual Rev. Fluid Mech. 1990. No. 22. P. 57–92.
35. *Mehta A.* Granular matter: an interdisciplinary approach / A. Mehta Ed. New York: Springer-Verlag, 1994. 306 p.
36. *Yaeger H.M. and Nagel S.R.* The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.
37. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях. Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.

Поступила в редакцию 06.06.2016

Принята к печати 14.03.2017

GRANITE ISLAND MOUNTAINS: MORPHOLOGY, TECTONIC STRUCTURE AND GENESIS

M.G. LEONOV¹, E.S. PRZHIYALGOVSKI¹, E.V. LAVRUSHINA¹, A.V. NIKITIN²

¹*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

²*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

e-mail: mgleonov@yandex.ru

S u m m a r y

Presented data show that granites after they become a part of consolidated crust do not remain passive units and move upwards, finally forming separate ridges or mountain groups, often surrounded by more resistant to weathering rock assemblages. Geological and geomorphological evidences suggest impulsive nature of the massif's uplift that continued during the neotectonic stage, ahead of denudation processes. The internal structure of the considered “island mountains” (inselbergs) of the Northern Tien-Shan, Transbaikalia and Mongolia testifies to the intense postmagmatic structural reworking of granites, which led to complete or partial disintegration of rock massifs at the macro, meso and micro levels. This structural feature of the exhumed massifs is a crucial link when considering possible mechanisms of post-magmatic movements of granite mass in the upper horizons of the crust and the formation of the positive topography. When rocks convert to discrete masses, their effective viscosity decrease and shear strength reduces, that causes three-dimensional mobility of rocks. Spatial redistribution of “fluid” rock masses take place due to the viscosity inversion: masses flow and squeeze to decompressed areas, in particular, toward the day surface in the direction of less lithostatic pressure.

Keywords: granite massif, island mountains (inselbergs), morphotectonics, disintegration, protrusion, 3D deformation.

REFERENCES

1. King L. *Morfologija Zemli* (Morphology of the Earth). Moscow: Progress (Publ.), 1967. 560 p. (in Russ.)
2. Azhgirej G.D. *Strukturnaja geologija* (Structural geology). Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 1966. 348 p. (in Russ.)
3. Beroush R.A. Basement, in *Strukturnaja geologija i tektonika plit* (Structural geology and Plate tectonics). Moscow: Mir (Publ.), 1991. Vol. 3. P. 265–269. (in Russ.)
4. Leonov M.G. *Tektonika konsolidirovannoi kory* (Tectonics of consolidated Earth crust). Moscow: Nauka (Publ.), 2008. 454 p. (in Russ.)
5. Turutanov E.H. Formation of granitic intrusions and relief building. *Litosfera*. 2014. No. 1. P. 117–122. (in Russ.)
6. Fuz R. Vertical tectonic movements and gravity in Big Horn basin and in the surrounding Middle Rocky Mountains ridges, in *Sila tjazhesti i tektonika* (Gravity and tectonics). Moscow: Mir (Publ.). 1976. P. 434–445. (in Russ.)
7. Pitcher W.S. On the rate of emplacement of batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.* 1975. No. 6. P. 587–591.
8. Svarichevskaia Z.A. and Skublova N.V. About the nature of island mountains of Central Kazakhstan, in *Strukturnaja geomorfologija gornyx stran* (Structural geomorphology of mountains) Moscow: Nauka (Publ.), 1975. P. 131–135. (in Russ.)
9. Skoblo V.M., Ljamina N.A., Rudnev A.F., and Luzina I.V. *Kontinentalnyi verkhniy mezozoi Pribajkalia i Zabajkalia* (Continental upper Mesozoic of Baikal region and Transbaikalia). N.A. Ligachjov. Ed. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN (Publ.), 2001. 332 p. (in Russ.)
10. Ermikov V.D. Mesozoic precursors of the cenozoic rift structures of Central Asia. *BCREDP*. 1994. Vol. 18. P. 123–134.
11. Leonov M.G., Tsekhovskiy Yu.G., Przhizhaglovskii E.S., Poleschuk A.V., and Lavrushina E.V. Polygenic nature of granite clastites: Communication 2. Secondary and supergene reworking of granitic clastites. *Litol. Min. Resour.* 2014. Vol. 49. Iss. 2. P. 184–200.
12. Obimnoe geologicheskoe kartirovanie redkometalnykh rudnykh rajonov: metodicheskoe posobie po geologicheskoi siemke masshtaba 1:50000 (Volumetric geological mapping of rare metal ore districts: handbook for geological mapping in scale 1:50000). Vyp. 8 (Red. A.S. Kumpan, V.K. Denisenko, G.P. Tafeev). Leningrad: Nedra (Publ.), 1981. 304 p. (in Russ.)
13. Leonov M.G., Morozov Yu.A., and Nikitin A.V. Posthumous tectonics and exhumation mechanism of granite massifs (on the example of Baikal region and Tien Shan). *Geotektonika*. 2008. No. 2. P. 3–31. (in Russ.)
14. Leonov M.G. *Olistostromy v strukture skladchatykh oblastei* (Olistostromes in the structure of folded areas). Moscow: Nauka (Publ.), 1981. 176 p. (in Russ.)
15. Lobanov M.P., Sizyh V.I., Sincov A.V., and Streljuk T.L. Endogenous clastic rocks is a new type of chemical and mechanical kind of pseudosedimentary rocks produced by tectonic deformations (for example the Baikal and Nepskii doms). *Dokl. Akad. Nauk.* 1991. Vol. 319. No. 5. P. 1178–1182. (in Russ.)
16. Przhizhaglovskii E.S., Leonov M.G., and Lavrushina E.V. Granitic Protrusions in the Structure of Intraplate Reactivation, Southern Mongolia. *Geotektonika*. 2014. Vol. 48. No. 3. P. 207–231 (in Russ.)
17. *Geologija Mongolskoi Narodnoi Respubliki* (Geology of the Mongolian National Republic). Vol. 3. Poleznye iskopaemye (Mineral resources). Moscow: Nedra (Publ.), 1977. 642 p. (in Russ.)
18. *Redkometalnye granitoidy Mongolii* (Rare-metal granites of Mongolia). Moscow: Nauka (Publ.), 1971. 231 p. (in Russ.)
19. Leonov M.G., Przhizhaglovskii E.S., Lavrushina E.V., and Rybin A.K. Postmagmatic tectonic of granites of the basement of Northern Tien Shan. *Litosfera*. 2016. No. 6. P. 5–32. (in Russ.)
20. Leonov M.G., Przhizhaglovskii E.S., Lavrushina E.V., Poleshchuk A.V., and Rybin A.K. Alpine tectonics of granites in basement of Ysyk-Köl Basin, Northern Tien Shan. *Geotektonika*. 2016. No. 4. P. 366–388. (in Russ.)
21. Mikolajchuk A.V., Gubrenko M.V., and Bogomolov L.M. Folded deformation of before-orogen peneplain in the modern structure of the Central Tien Shan. *Geotektonika*. 2003. No. 1. P. 36–42. (in Russ.)
22. Kostenko N.P. *Razvitiye skladchatykh i razryvnykh deformatsii v orogennom relefe* (Development of fold and fault deformation in orogenic relief). Moscow: Nedra (Publ.), 1972. 320 p. (in Russ.)
23. Makarov V.I. *Novejshaja tektonicheskaja struktura Centralnogo Tjan-Shanja* (The newest tectonic structure of the Central Tien Shan.). Moscow: Nauka (Publ.), 1977. 172 p. (in Russ.)
24. Ufimcev G.F., Korzhenkov A.M., and Mamyrov Je.M. *Oчерки reliefa i morfotektoniki Tjan-Shanja* (Sketch of relief and morphotectonics Tien Shan). Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo “GEO” (Publ.), 2009. 130 p. (in Russ.)

25. Chedija O.K. *Morfostrukturny i novejšii tektogenez Tjan-Shanja* (Morphostructures and newest tectogenesis of Tien Shan). Frunze: Ilim (Publ.), 1986. 315 p. (in Russ.)
26. Shulc S.S. *Tektonika zemnoi kory* (Tectonics of the Earth's crust.). Leningrad: Nedra (Publ.), 1973. 272 p. (in Russ.)
27. Anan'ev G.S. and Karevskaja I.A. The role of weathering and the selective denudation in formation of separate granite massifs. *Fil. Geogr. Ob-va SSSR*. Iss. 151. Chita: Zap. Zabajkalsk. (Publ.). 1970. P. 15–22. (in Russ.)
28. Letnikov F.A., Balyshev S.O., and Lashkevich V.V. The interrelation of granitisation processes, metamorphism and tectonics. *Geotektonika*. 2000. No. 1. P. 3–22. (in Russ.)
29. Lishnevskij Je.N., Shevchenko V.K., and Bronguleev V.V. Geological characteristics and problems of postmagmatic uplift granites (the example of the Lower Amur and Western Priolhonje). *Geotektonika*. 1976. No. 5. P. 93–101. (in Russ.)
30. Trifonov V.P., Vloh I.P., Alejnikov A.L., Belavin O.V., and Zubkov A.V. The phenomenon of the stamping of granite massifs in the Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1968. Vol. 179. No. 1. P. 169–170. (in Russ.)
31. Leonov M.G., Tsekhovskiy Yu.G., Przhiyalgovskii E.S., Poleschuk A.V., and Lavrushina E.V. Polygenic nature of granite clastites: Communication 1. Exogenic and tectonic postmagmatic disintegration of granite massifs. *Litol. Min. Resour.* 2014. Vol. 49. Iss. 1. P. 81–102. (in Russ.)
32. Garagash I.A. and Nikolaevskij V.N. The non-associated of flow laws and localization of plastic deformation. *Usp. Mehan.* 1989. Vol. 12. No. 1. P. 131–183. (in Russ.)
33. Kocharjan G.G. and Spivak A.A. *Dinamika deformirovaniya blochnykh massivov gornyh porod* (Dynamic deformation of blocked rock massifs.). V. V. Adushkin. Ed. Moscow: IKC "Akademkniga" (Publ.), 2003. 424 p. (in Russ.)
34. Cambell C.S. Rapid granular flow. *Annual Rev. Fluid Mech.* 1990. No. 22. P. 57–92.
35. Mehta A. Granular matter: an interdisciplinary approach. A. Mehta. Ed. *New York: Springer-Verlag*, 1994. 306 p.
36. Jaeger H.M. and Nagel S.R. The physics of granular materials. *Physics Today*. 1996. April. P. 32–38.
37. Patalaha E.I. The differential mobility together deformed heterogeneous geologic bodies, its causes and consequences: viscous inversion. *Geotektonika*. 1971. No. 4. P. 15–20. (in Russ.)

Received 06.06.2016

Accepted 14.03.2017