УДК 551.24:551.242

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ. СООБЩЕНИЕ 2. ВТОРИЧНАЯ ГИПЕРГЕННАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕРАБОТКА ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ

© 2014 г. М. Г. Леонов, Ю. Г. Цеховский, Е. С. Пржиялговский, А. В. Полещук, Е. В. Лаврушина

> Геологический институт РАН 119017 Москва, Пыжевский пер., 7; E-mail: m_leonov@ginras.ru Поступила в редакцию 17.05.2010 г.

В геологической литературе описаны кластогенные породы, которые пространственно связаны с гранитными массивами (Кавказ [Леонов, 1974, 1991], Урал [Пучков, 1968], Казахстан [Сваричевская, Скублова, 1973], Забайкалье [Леонов, 2008; Лобанов и др., 1991], Тянь-Шань [Леонов и др., 2008], Северная Америка [Бероуш, 1991; Лукин, 1989, 2007; Пипин, 1973]). Иногда они представляют собой раздробленные породы самих массивов, иногда образуют скопления и шлейфы кластических продуктов гранитного состава как на земной поверхности, так и под покровом осадочного чехла. В первом сообщении [Леонов и др., 2014], посвященном происхождению гранитных кластитов, были рассмотрены особенности строения и эволюции гранитных тел на постумной стадии развития, т.е. после их остывания и вхождения в состав консолидированного слоя земной коры. Было показано, что подобные породы образуются, по крайней мере, за счет двух основных процессов: гипергенных¹ (химическое и физическое выветривание) и тектонических (прототектоника и постумная дезинтеграция). При этом породы во многом сходны по составу, структуре, условиям залегания, но в то же время обладают набором характерных признаков, приведенных в первом сообщении, которые позволяют устанавливать их генетическую природу. Однако проблема структурно-морфологической характеристики и генетической интерпретации гранитных кластитов на этом не может быть закрыта. Восстановление "первичного" происхождения кластических тел гранитного состава в некоторых, далеко не единичных, случаях усложняется тем, что выведенные на дневную поверхность массивы тектонически дезинтегрированных гранитоидов подвергаются гипергенным преобразованиям, а отложения кор выветривания вовлекаются в тектоническую переработку. Таким образом, формирование кластитов может происходить в несколько стадий с разной последовательностью событий: гипергенные процессы (образование коры выветривания) могут предшествовать тектонической переработке пород или могут происходить после образования тектономикстита. Определение диагностических признаков кластических пород разного генезиса и этапов их структурно-вещественного преобразования важно для решения вопросов региональной геологии, разработки методов изучения толщ сложного генезиса, палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Особую актуальность этой задаче придают еще два обстоятельства: во-первых, ее решение находится на стыке двух геологических дисциплин: литологии и тектоники; во-вторых, тела гранитных кластитов зачастую являются вместилищем углеводородов промышленного значения [Арешев и др., 1997; Гаврилов, 2000; Изотов и др., 2003; Лобанов и др., 1991; Лобусев и др., 2002; Лукин, 2007; Мартынова, 2002; Пипин, 1973; Ситдикова, Изотов, 2002]. Ниже рассмотрим два варианта последовательности событий: 1-й : "тектонический микстит" → "гипергенная переработка"; 2-й : "кора выветривания" → "тектоническая переработка". Все остальные варианты являются комбинациями этих двух.

DOI: 10.7868/S0024497X14020050

ОБРАЗОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МИКСТИТА С ПОСЛЕДУЮЩИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ ГИПЕРГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Гипергенная переработка тектонических микститов выражена в массивах Дзурамтай (Южная Монголия) и Их-Хайрхан (Центральная Монголия), положение в структуре региона и детальное описание которых в интересующем нас аспекте приведены в первом сообщении [Леонов и др., 2013], а также в ряде публикаций [Пржиялговский и др., 2009; Пржиялговский и др., 2010, 2011; Цеховский и др., 2009 а]. Здесь мы дадим лишь самую краткую характеристику этих объектов, дополнив ее данными по Баянуланскому массиву и массиву горы Шерловой (Забайкалье).

¹ Понятие "гипергенный" используется в соответствии с пониманием А.Е. Ферсмана, применительно к породам и минералам, преобразованным в коре выветривания и биосфере [Геологический ..., 1973].

<u>Массив Дзурамтай</u> входит в состав одноименного горного кряжа на юго-восточной ветви Гобийского Алтая, в строении которого участвуют метавулканиты и метаосадочные породы верхнего силура—нижнего девона, а также гранитоиды позднекаменноугольного возраста (средне- и крупнокристаллические, иногда порфировидные плагиограниты и лейкодиориты, двуполевошпатовые граниты). Массив обрамлен мезозойскокайнозойскими отложениями Цагангольской (с севера) и Бохтынской (с юга) межгорных впадин. При этом граниты образуют наиболее приподнятые участки рельефа с относительными превышениями над окружающими образованиями до 250 м.

<u>Массив Их-Хайрхан</u> расположен в Центральной Монголии, назван по одной из горных вершин района и имеет размеры 12 × 15 км. Это один из куполов Их-Хайрханской группы гранитоидов, входящих в состав Хэнтейского батолита. Граниты совместно с нижнемезозойскими и палеозойскими комплексами пород слагают выступ киммерийского фундамента Южно-Хэнтейского поднятия. Массив сложен гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми гранитами, которые резко преобладают. Главная фаза гранитного магматизма, по данным U-Pb и Rb-Sr датирования, приходится на поздний триас-раннюю юру [Ярмолюк и др., 2002] с отдельными его проявлениями в конце юры [Кузьмин и др., 2011], а возраст рассматриваемых гранитов, по данным K/Ar ного датирования, составляет 158 млн лет [Геология ..., 1977]. Гранитоиды прорывают деформированную толщу триасовых метавулканитов среднего и основного состава, ороговикованных на контакте с гранитами. Массив имеет овальную форму и образует кряж высотой до 1900 м и относительными превышениями до 300 м и обрамлен мезозойскими и кайнозойскими отложениями плитного чехла.

Строение каждого из массивов имеет свою специфику, но в вещественных преобразованиях у них много общего [Леонов и др., 2012; Пржиялговский и др., 2009; Пржиялговский и др., 2011; Цеховский и др., 2009а; Леонов и др., 2014]. Дзурамтайский и Их-Хайрханский массивы первично представляли собой гранитные интрузии, становление которых происходило на глубинах 3-7 км. В кайнозое в результате тектонических движений (в том числе и новейшего этапа) они были выведены на дневную поверхность. Совокупность тектонических процессов (прототектоника и постумная тектоника) привели к интенсивной дезинтеграции пород и к формированию тектонического микстита: обломочных несортированных и нестратифицированных породных комплексов хаотического облика и мономиктового гранитного состава (рис. 1а, 1б, 1в). Дезинтеграция пород (грануляция) способствовали снижению эффективной вязкости пород, что стимулировало процесс образования кристаллических протрузий и, соответственно, подъем гранитов с уровня их становления в качестве интрузии и эксгумацию их на дневную поверхность².

Таким образом, формирование гранитных кластитов Дзурамтайского и Их-Хайрханского массивов связано, главным образом, с процессами прототектоники и постумной тектоники, которые определили их объемную дезинтеграцию и формирование гранитных протрузий. В условиях взаимодействия с атмосферой гранитные кластиты (тектонические микститы) подверглись действию гипергенных процессов, которые оказали определенное влияние на особенности строения и состав породных комплексов. При этом формируется профиль коры физического выветривания (см. рис. 1в), отличный от профилей коры выветривания нетектонизированных гранитов (см. рис. 1г).

В результате физического выветривания более отчетливой становится первичная тектоническая делимость пород, контрастнее проявляются плитчатые и глыбово-блоковые формы [Леонов и др., 2014, рис. 7]. Возникают гряды с зубчатой поверхностью (рис. 2а). Препарируются своеобразные морфоструктуры с резко несогласованной общей формой (эллипсы или круги) и внутренней линейной ориентировкой плитчатой отдельности (см. рис. 2). Образуются новые морфоструктуры: останцы дезинтегрированных гранитоидов в виде сферических и куполообразных башен и остроугольных пиков, другие причудливые формы. Иногда такие останцы, сохранившиеся от эрозии, превращены в округлые образования диаметром до 1-3 м, изолированные от материнского субстрата. И среди элювиально-делювиальных отложений расположены рассеянные, "плавающие" валуны, сложенные первично тектонизированными породами [Леонов и др., 2014, рис. 7е]. Выветривание усиливает дезинтеграцию эксгумированных гранитоидов. В итоге они превращаются в элювииально-делювиальные мелкоземистые дресвяно-песчаные породы аркозового состава, объемы которых могут быть весьма значительны. В основании тел, сложенных мелкоземом, сохраняются округлые останцы, именуемые тектоническими валунами.

При поверхностной эрозии дезинтегрированных гранитоидов формируются своеобразные продукты их ближнего переотложения. Продукты выветривания монолитных скальных пород фундамента (включая гранитоиды) представлены преимущественно глыбово-щебнистым делювием, который накапливается на склонах поднятий или у их подножий а затем окатывается при транспортировке водными потоками и превраща-

² Подробные сведения о формировании протрузий, а также аргументация протрузивного внедрения массивов Дзурамтай и Их-Хайрхан содержатся в публикациях [Бероуш, 1991; Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Леонов и др., 2013; Паталаха, 1966; Пржиялговский и др., 2011; Vita-Finzi, 2009].



Рис. 1. Тектонически дезинтегрированные граниты и профили кор выветривания (а, б, в – массивы Дзурамтай и Их-Хайрхан, Монголия; г – массив Кызыл-Чоку, Тянь-Шань).

а — раздробленные гранитоиды, пронизанные жилами кальцита; катаклазированные мономиктовые граниты; в — профиль коры физического выветривания по интенсивно тектонизированным гранитам; г — профиль коры выветривания по гранитам, не затронутым интенсивной тектонической переработкой; 1—3 граниты: 1 — исходные, 2 — трещиноватые; 3 — брекчированные и катаклазированные; 4 — песчано-дресвяные породы с отторженцами гранитов; 5 — песчано-дресвяная порода; 6 — глинисто-песчано-дресвяная порода; 7 — катаклазированный гранит, пронизанный жилами карбонатов; 8 — известковый панцирь; 9 — отложения чехла (коктурпакская свита).

ется в валунно-галечные отложения. В случае эрозии дезинтегрированных гранитов форма и размер обломков в делювии определяется их формой и размерами, которую они приобретают при тектонической дезинтеграции. Обычно это плитообразные или ромбоэдровидные блоки с остроугольными или слегка округленными гранями, а также брекчии, сложенные остроугольными обломками, или дресвяно-песчаные образования. Особенностью строения делювиальных и элювиально-делювиальных отложений, образованных по тектономикститам, являются большие объемы мелкообломочного дресвяно-песчаного материала с включением рассеянных ("плавающих") тектонических валунов. Эта форма в определенной мере сохраняется и при ограниченном переносе водными потоками (см. рис. 2г). Для этой разновидности кластитов характерно также наличие, так называемых, "прогрессивных" контактов – с постепенным переходом от тектонической смеси к неперемещенному элювию.

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ



Рис. 2. Формы тектонической отдельности гранитов массивов Дзурамтай, Их-Хайрхан, Баян-Улан, связанные с процессами выветривания.

а – слайс-структура; б – линзовидная отдельность ("черепица"); в – элипсоидальная отдельность с внутренней линейной структурой; г – "утюгообразные" глыбы в аллювиальных галечниках.



Рис. 3. Схема геологического строения района г. Шерловой (Восточное Забайкалье), по [Объемное ..., 1981]. 1 – вулканогенно-осадочные отложения (карбон-девон); 2 – андезито-базальты, долериты, габбро-диабазы (триас); 3 – гранодиоритпорфиры, граниты (нижний карбон); 4 – лейкократовые и биотитовые граниты (верхняя юра); 5 – гранит-порфиры (нижний мел); 6 – терригенные и угленосные отложения межгорных впадин (нижний мел); 7 – разрывы.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2014



Рис. 4. Строение горы Шерловой.

а – общий вид карьера; б – слайс-структуры в кварцевых порфирах и характер залегания на них тектоно-элювиальных микститов; в – деталь рисунка б; г – дробление и катаклаз кварцевых пофриров и харарктер их взаимоотношения с залегающими выше тектоно-элювиальными кластитами.

Массив горы Шерловой. Одним из ярких примеров тектоно-элювиальных образований являются кластиты горы Шерловая (Восточное Забайкалье), которые детально описаны в работах М.Г. Леонова с соавторами [2007, 2008]. Гора Шерловая (рис. 3) представляет собой горный массив, сложенный розовато-серыми крупнокристаллическими гранитоидами и светло-серыми и белыми кварцевыми порфирами, переработанными метасоматическими процессами. Массив расположен в поле распространения палеозойских (девон-карбон?) терригенно-вулканогенных пород, которые, в свою очередь, частично перекрыты чехлом преимущественно терригенных отложениий мезозойского и кайнозойского возраста. Массив г. Шерловой четко выражен в рельефе и образует купол диаметром ≈2.5-3 км с углами падения в апикальной части 5°-10°, приподнятый над средним уровнем рельефа на 200-250 м (рис. 4а). Граниты и кварцевые порфиры интенсивно тектонизированы, раздроблены, брекчированы, разлинзованы, пронизаны сложной системой трещин. Весь объем массива сложен разноразмерными катаклазитами (тектоническими микститами, по классификации М.Г. Леонова [1981]) и образует кристаллическую протрузию³, которая испытывает воздымание и в новейшее время [Леонов и др., 2007, 2008].

Граниты и кварцевые порфиры деформированы по-разному. Граниты брекчированы, раздроблены, полностью дезинтегрированы. Дезинтеграция местами доходит до полного раздробления породы и катаклаза минеральных зерен. Структура пород катакластическая, все минералы раздроблены и частично гранулированы. Кварц имеет волнистое погасание, а зерна — линзовидную форму. Часто на месте первично единого зерна возникает мелкогранобластовый агрегат. Полевые шпаты раздроблены, катаклазированы, сере-

³ Тектонический генезис кластитов и протрузивный механизм эксгумации гранитов г. Шерловой и других кристаллических протрузий обоснованы в работах [Леонов, 2008; Леонов и др., 2007, 2008., 2014].



Дресвяно-почвенный слой Тектоно-элювиальный кластит (2-я порция)

Дресвяно-почвенный слой Песчано-дресвяная порода

Рис. 5. Тектоно-элювиальные кластиты горы Шерловой.

цитизированы и пелитизированы. Включения гранулированного кварца обычно распложены в интерстициях полевошпатовых зерен.

Основная масса гранитной породы представлена катаклазированным мелкораздробленным гранитным материалом, превратилась в тектоническую брекчию и дресву, или дезинтегрирована до состояния песка. Породы в большей своей части превращены в бесструктурную массу. В этой общей катаклазированной массе сохранились отдельные блоки менее катаклазированных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. Эти блоки имеют овальную, слегка линзовидную или неправильно-округлую форм. Размер их метров в поперечнике. Они расположены незакономерно относительно друг друга и основной массы. Переходы от относительно монолитных блоков и линз к катаклазированной основной массе иногда резкие, иногда нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности.

сильно варьирует от первых метров до десятков

Поскольку граниты интенсивно раздроблены, и внутренние связи между минеральными зернами практически потеряны или, во всяком случае, сильно ослаблены, продукты тектонической дезинтеграции и физического выветривания выносятся за пределы массива. Скопления гравийнопесчаного аркозового материала образуются в долинах ручьев и временных потоков, стекающих с массива, имеющего куполообразную форму. В результате в тех местах, где купол сложен гранитами, элювиальные отложения на поверхности купола практически отсутствуют. Иногда они представлены маломощными песчано-дресвяными породами либо тонким (10–25 см) почвенным покровом, содержащим дресву гранитов.

Иная картина наблюдается в тех местах, где к апикальной части купола подходят кварцевые порфиры. Не вдаваясь в подробности — они изложены в цитируемых выше публикациях — отметим, что превалируют два типа структурной дезинтеграции кварцевых порфиров.

Первый тип представлен многочисленными субвертикальными или наклонными трещинами, которые рассекают весь объем кварцевых порфиров (см. рис. 46, 4в), аналогично упомянутым выше трещинам массивов Дзурамтай и Их-Хайрхан. Трещины прямолинейны или слабоизвилисты, иногда сливаются под острыми углами и снова расходятся, что приводит к обособлению линзовидных блоков с удлинением по падению-восстанию трещин. Расстояние между трещинами колеблется от 10-15 до 30-50 см, реже больше или меньше. В результате происходит формирование удлиненных линз, "пластин", "досок", "слайдов". Эти пластины (слайды) разбиты серией поперечных или диагональных трещин, как правило, зияющих и не заполненных каким-либо веществом. Ориентировка трещин, их взаимное расположение, выкалывание линзовидных объемов, формирование дуплексов мезомасштатба указывают на относительное перемещение материала, субпараллельное расположению трещин. Регулярное расположение субпаралелльных зияющих трещин, перпендикулярных простиранию слайдов, указывает на растяжение в субвертикальном направлении, относительная величина которого местами достигает 1-5%, т.е. 1-5 см удлинения на метр расстояния.

Второй тип структурной переработки представлен объемным катаклазом и брекчированием. Степень раздробленности варьирует, но развита она практически повсеместно. Иногда породы просто разбиты серией трещин и имеют брекчиевидную структуру, иногда обломки (класты) отделены друг от друга, раздвинуты, смещены, повернуты относительно своего первоначального положения. В брекчированных объемах много пустот, что указывает на обстановку декомпрессии при их формировании. Обломки составляют до 90% объема породы, цементация или отсутствует, или определенные объемы подвергаются окварцеванию. Размер кластов преимущественно от 1–5 см до 30–40 см в поперечнике, редко до 1 м и более.

Расположение зон брекчирования различно. Иногда брекчирование происходит относительно независимо в пределах каждого из "слайдов". Тогда размер трещин, их густота и взаимное расположение определяются толщиной "слайдов". Внутри слайдов интенсивность разная. При этом могут сохраняться относительно крупные связные фрагменты "слайдов". Но брекчирование может захватывать значительные объемы пород, и в этом случае слайдовая структура как бы растворяется в общей массе кластических брекчий. В ряде мест дезинтеграция пород столь сильна, что они превращаются в "тектоническую муку". Форма выкалываемых фрагментов обусловлена тектоническим фактором – это или относительно изометричные остроугольные обломки или обломки ромбоэдровидной формы (см. рис. 4в, 4г). Длинные оси ромбоэдров вытянуты в соответствии с направлением линии падения/восстания "слайдов".

В апикальной части массив перекрыт толщей (от 0 до 20 м) грубокластических брекчий с песчаным заполнителем (см. рис. 46, 4в, 4г; рис. 5). Обломки представлены исключительно кварцевыми порфирами, неокатанные, остроугольные или со сглаженными краями, зачастую имеют форму уплощенных и удлиненных параллелепипедов. Размер обломков от первых сантиметров до 1 м, преобладающий размер 15-30 см по длинной оси. Сортировка материала практически отсутствует, расположение обломков хаотическое или с едва намечающейся ориентировкой. Местами наблюдаются слабо выраженные поверхности напластования. Отмечены субгоризонтальная – в апикальных частях купола и слабонаклонная (до 10°-20°) – в его бортовых частях ориентировки длинных осей обломков. Заполняющее вещество мелкозернистый кварц (из нижележащих дезинтегрированных кварцевых порфиров?).

Текстура породы пористая или щелевидно-кавернозная. Поры и обломки расположены хаотично. Объем обломков составляет до 90% от общего объема породы. Брекчии в различной степени окварцованы. Пятнисто-прожилковое окварцевание отмечено как в цементе, так и в пределах обломков. За счет полосчатого окварцевания линзовидно-уплощенные обломки кварцевых порфиров приобретают ориентированную текстуру. Встречаются единичные обломки габброидов и долеритов. Их форма в брекчиях идентична форме крупных и мелких кластов в толще кварцевых порфиров: мелкие обломки неправильной остроугольной формы, более крупные — уплощенные параллелепипеды или неправильные ромбоэдры.

Брекчии плащом спускаются по склонам на расстояние сто-двести метров, затем исчезают, по-видимому, за счет размыва и переотложения. Кластический материал поступал спорадически, в результате чего формировалась серия пластующихся тел, при этом более верхние порции кластического материала заполнили и структурные понижения (см. рис. 4г).

Учитывая идентичность состава и формы обломков в брекчиях и в коренных выходах кварце-



Рис. 6. Схема формирования тектоно-элювиальных кластитов горы Шерловой.

вых порфиров, а также их залегание в апикальной части купола, можно уверенно говорить, что формирование кластического материала связано с тектонической дезинтеграцией кварцевых порфиров, и описанные брекчии по классификации М.Г. Леонова [1981] можно отнести к категории тектонических микститов. В то же время в этих образованиях намечаются элементы напластования, относительного перемещения вниз по склону и вторичных, явно диагенетических изменений, свойственных элювиальным отложениям. Поэтому толща хаотических брекчий в определенной своей части может быть отнесена и к типу тектоно-гравитационных микститов, т.е. к породам, кластический материал которых сформирован за счет тектонических процессов, а переотложение (перемещение в пространстве) связано с действием процессов гравитационных (рис. 6).

Признаки тектонического происхождения кластического материала при наложении гипергенных процессов сохраняются и при его перемещении делювиальными, аллювиальными или коллювиальными процессами. Расстояние, на котором порода или ее составляющие сохраняют признаки первичного происхождения, определяется составом и строением породы и динамикой процесса. Крупные тектонические валуны массивных пород могут встречаться среди галечников руслового аллювия горных рек на расстоянии до многих километров от источника материала.

Таким образом, экзогенные процессы способствуют вторичным изменениям гранитоидов, дезинтегрированных и эксгумированнных в результате действия тектонических процессов. Процессы химического выветривания здесь практически не проявлялись, а физические факторы оказывали влияние на породные комплексы лишь в пределах относительно маломощной (до 10–15 м) приповерхностной зоны. Это связано, с одной стороны, с климатическими условиями, и, с другой стороны, обусловлено активным новейшим тектоническим поднятием массива и интенсивной его эрозией.

ОБРАЗОВАНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ С ПОСЛЕДУЮЩЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКОЙ ЭЛЮВИЯ

В различных регионах Тянь-Шаня выявлены аридные элювиальные образования, имеющие позднемеловой-раннепалеогеновый возраст [Ерофеев, Цеховский, 1990; Геология ..., 1972] и залегающие на различных горизонтах домелового разреза, вплоть до кристаллического фундамента. Одним из таких районов является территория Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления.

В пределах южного борта впадины и северных отрогов хр. Терскей-Алатау выделяяются два структурных этажа: кристаллический фундамент и осадочный чехол. Фундамент представлен либо крупными выходами средне-крупнокристаллических гранитов, лейкогранитов и диоритов позднеордовикского — раннесилурийского возраста (северный склон хребта Терскей-Алатау), на которых в углулениях кровли сохранились останцы докембрийских метаморфических пород, либо небольшими (до нескольких километров в длину) выходами, образующими систему линзовидных гранитных массивов антиклинальной формы, либо мелкими куполами(десятки метров в поперечнике), представляющими собой протрузивные внедрения в ядрах гребневидных антиклинальных складок.

Гранитный фундамент перекрыт мезозойскокайнозойским чехлом, который слагает южный борт впадины между хр. Терскей-Алатау на юге и оз. Иссык-Куль на севере. В основании разреза осадочного чехла на палеозойских гранитах с размывом залегают нижнеюрские терригенные отложения (конгломераты, песчаники, аргиллиты и глины с прослоями песчаников и пластами и линзами углей) мощностью от 0 до 300 м, фациальный состав которых по латерали весьма изменчив. На юге юрские отложения залегают круто (50°) и контактируют с гранитами либо по стратиграфическими границам, либо по разлому, который на некоторых участках является межформационным срывом на границе "чехол-фундамент".

Юрские отложения с размывом и стратиграфическим несогласием перекрыты осадками палеогена, неогена и квартера. В пределах малых куполов, расположенных во внутренней части впадины, непосредственно на гранитах (на коре выветривания) могут располагаться более молодые палеогеновые и неогеновые отложения. При удалении от контакта с гранитами пласты выполаживаются. Весь пакет чехольных образований в этой полосе смят в серию пологих широких сладок с углами падения 5–15° с субширотной ориентировкой осей, которые рассечены продольными разломами типа взбросо-сдвигов. В центральной части южного борта впадины трассируется сильно пережатая субширотная гребневидная антиклиналь, в ядре которой выходят юрские отложения или небольшие тела катаклазированных гранитов. Эта структура будет подробно рассмотрена ниже.

Судя по взаимоотношениям гранитов с окружающими породами и наличию соответствующих продуктов их физико-химической переработки, выведение фундамента на дневную поверхность осуществлялось в регионе, по крайней мере, в четыре этапа. Первый зафиксирован образованием предюрской коры выветривания. Второй приходится на позднюю юру-мел и определятся наличием допалегеоновых кор выветривания. Третий этап проявился в предплиоценовое время, что фиксируется трансгрессивным залеганием отложений иссыккульской свиты на подстилающих отложениях палеогена-раннего неогена или непосредственно на гранитоидах массива Кызыл-Чоку. Поскольку отложения иссык-кульской свиты участвуют в купольной структуре, можно считать, что формирование купола приходится на новейшее время. Современная активность выражена в формировании средне- и высокогорного рельефа, в эродировании осадочного чехла в пределах купольных структур вплоть до гранитного фундамента, в пликативной деформации поверхности домезозйского [Макаров, 1977] и допалеогенового пенепленов, формировании кристаллических протрузий (об этом – ниже).

В основании юрских или палеогеновых отложений чехла на поверхности гранитного фундамента, которая соответствует древнему пенеплену и обрисовывает ряд куполов и впадин, развита площадная аридная кора выветривания [Ерофеев, Цеховский, 1990]. Одним из показательных участков, где можно наблюдать исходное строение коры выветривания и первичные ее взаимоотношения с гранитным субстратом, а также перекрывающими отложениями осадочного чехла, является район хр. Кызыл-Чоку.

Объект Кызыл-Чоку соответствует одноименному хребту и расположен в междуречье Актерек и Аксай. Хребет представляет собой небольшой массив гранитоидов позднеордовикского (и силурийского?) возраста, образующих фундамент Иссык-Кульской впадины. Массив имеет форму вытянутого в ЮЮВ-ССЗ направлении эллипсоидального купола протяженностью около 6 км и шириной до 2 км, который обрамлен терригенными отложениями коктурпакской, киргизской и иссыккульской свит палеогена-неогена, широко распространенных в пределах Иссык-Кульской впадины (рис. 7). Северный борт массива представляет собой серию пологих куэст, наклоненных в северных румбах в соответствии с общим пологим (5°-20°) погружением под палеоген-неогеновые отложения осадочного чехла впадины; южный борт срезан новейшим разломом и образует крутой эскарп. В западной и восточной частях массива устанавливаются периклинальные замыкания с углами падения поверхности выравнивания 5°-10°, осложненные небольшими разрывными нарушениями. Периклинали выражены также в залегании отложений чехольного комплекса, перекрывающего граниты.

Массив сложен крупнокристаллическими биотитовыми гранитами и гранодиоритами и пронизан многочисленными дайками и жилами аплитов, реже секущими телами основного состава. Граниты разбиты серией разнонаправленных крутых и пологих трещин и разрывов. В соответствии с куэстовым рельефом северного склона развита грубая пологая трещиноватость отслаивания. Пологая трещиноватость сечется несколькими системами вертикальных и крутопадающих параллельных трещин, в результате чего образуются прямоугольные, ромбоэдровидные или линзовидные блоки отдельности. Трещины открытые, расстояние между ними составляет 20-40 см, реже до 70 см.

Системой трещин массив расчленен на многочисленные прямоугольные, ромбоэдровидные или округлые блоки, образуя крупно- и среднеблочную структуру, но, несмотря на раздробленность пород, внутреннее единство массива принципиально не нарушено.



Рис. 7. Строение северного борта массива Кызыл-Чоку: а – общий вид; б – положение коры выветривания в разрезе и фотографии шлифов (описание в тексте).

На гранитах, перекрытых палеогеновыми отложениями, развита аридная кора выветривания мощностью до 10–15 м (см. рис 1 г, 7, 8), строение которой, по литературным данным [Ерофеев, Цеховский, 1990] и личным наблюдениям, выглядит следующим образом (снизу вверх по разрезу).

В основании профиля выветривания располагается зона гипергенной дезинтеграции исходных гранитов (см. рис. 1г, сл. 1). Граниты разбиты системой трещин, и снизу вверх на расстоянии одного-десяти метров раздробленность гранитов возрастает и формируется "каменный элювий" [Ерофеев, Цеховский, 1990]. Породы осветлены, в них плагиоклаз и калиевый полевой шпат в значительной степени пелитизированы. По роговой обманке и биотиту развиваются оксиды железа, которые образуют пленки в микротрещинах породы.

Местами граниты дезинтегрированы до образования фрагментов щебнистого размера (от 1.5– 2 см, длиной до 3–6 см). Щебнистые фрагменты имеют угловатую, иногда слегка вытянутую фор-



Рис. 8. Карбонатизация гранитов массива Кызыл-Чоку в коре выветривания. а — жильного типа в зоне щебнистой дезинтеграции; б — шлифы карбонатного матрикса из этой зоны (видны каймы крупных кристаллов кальцита вокруг гранитных фрагментов).

му. Они сложены трещиноватыми крупнокристаллическими гранитами с биотитом, при этом трещины развиваются как внутри кристаллов кварца, так и по трещинами спайности калиевого полевого шпата. Щебнистый, дресвяный, иногда бурый глинистый материал заполняет промежутки (открытые трещины) между гранитными блоками. Нередко наблюдаются и вертикальные полости шириной до 1.2–1.5 м, заполненные дресвой, которая сцементирована пелитоморфным кальцитом, или сложены нацело карбонатом. Некоторые карбонатные жилы проникают в коренные породы более чем на 10–12 м.

Раздробленность гранитов вверх по разрезу возрастает (сл. 2), и они буквально "пропитаны" жилами и бесформенными скоплениями кальцита, который выполняет трещины и разъединяет блоки гранитов (см. рис. 8а). Форма карбонатных жил и блоков отражает первичную делимость гранитного массива по системам ранее образованных параллельных трещин. Блоки сохраняют исходную форму параллелепипедов или ромбоэдров. Повороты и деформация блоков практически отсутствуют. Породы еще более осветляются, приобретая светло-серую окраску. В структурном отношении это агрегат угловатых фрагментов красных крупнокристаллических гранитов (размер 0.5 см до 25 см), сцементированных белым тонкозернистым или пелитоморфным матриксом карбонатного состава. Наблюдается конформное расположение границ угловатых фрагментов гранитов (см. рис. 8а), что свидетельствует об отложении карбонатов по ранее образованной вертикальной и горизонтальной системе трещиноватости в гранитах. В некоторых местах гранитные фрагменты имеют скругленную форму, и тогда первичная упорядоченность делается менее заметной. Отметим, что все переходы между отдельными зонами внутри коры выветривания и переход к невыветрелым гранитам постепенные, в интервалах первых десятков сантиметров.

В шлифах видно, что в дезинтегрированных гранитах по ранее возникшим трещинам и на границах зерен формировались крупные кристаллы кальцита, удлиненные перпендикулярно границам зерен и стенкам трещин (см. рис. 8б). В некоторых зернах кварца наблюдаются явления коррозии или частичного растворения. По мере приближения к контакту с коктурпакской серией в породах второго слоя значительно увеличивается содержание кальцитовых кристаллов и уменьшается доля открытых трещин. В мелкозернистом кальцитовом цементе (65%) встречаются как отдельные кристаллы плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата, так и фрагменты гранитов (35%). Обломки, как правило, угловатой формы, их сортировка по размеру плохая. Вокруг гранитных обломков образуется "каемка", состоящая из более крупных относительно вмещающего цемента и вытянутых перпендикулярно фрагментам кристаллов кальцита (см. рис. 8б).

Переход между нижней зоной гипергенной дезинтеграции и расположенной выше дресвянощебнистой зоной постепенный, знаменуется исчезновением отдельности, характерной для нижележащих гранитоидов и формированием более густой и мелкой сети трещин. Соответственно, вверх по разрезу уменьшается количество крупных гранитных кластов и увеличивается роль щебня (в нижней части) и дресвы (в верхней части). В заполняющем веществе дресвы появляется все больше глинистой составляющей вследствие разложения подавляющей массы полевых шпатов и слюд. Большая часть зерен полевого шпата пелитизирована. Некоторые зерна, однако, не затронуты интенсивными преобразованиями и сохраняют первичную форму. Появляются ржаво-коричневые и бурые пятна ожелезнения, а пелитоморфный кальцит образует тонкую вкрапленность или плотно цементирует дресвяные зерна. Мощность этой зоны 3-5 м. Порода приобретает коричневато-бурый цвет за счет появления пленок оксидов железа на глинистых и песчаных частипах.

Местами в пределах этой зоны, так же как и нижележащей, наблюдаются участки, пронизанные большим количеством субвертикальных известковистых жил. Полевые шпаты и слюды становятся трещиноватыми, а в зернах кварца, иногда слегка корродированных, появляются микротрещинки. В верхах зоны кальцит местами образует тонкую вкрапленность в дресве и нередко цементирует обломочные зерна. Глинизация алюмосиликатов с формированием гидрослюд и смектитов выражена слабо. Несколько более активно процессы глинизации проявляются лишь в верхах шебнисто-дресвяной зоны.

Вверх по разрезу в глинистых дресвяниках увеличивается содержание вкрапленного пелитоморфного кальцита, который образует сначала рыхлый, а затем плотный глинисто-карбонатный

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2014

цемент, и разрез коры выветривания венчает массивный "силикатно-известковистый" панцирь (см. рис. 1г, сл. 4). "Панцирь" представляет собой агрегат угловатых корродированных зерен кварца и пелитизированного полевого шпата, сцементированных плотной глинисто-карбонатной массой. Породы пронизаны известковистыми журавчиками – субвертикальными трубчатыми каналами (диаметром 0.5–2.0 мм), которые заполнены выделениями крупнокристаллического кальцита в пустотах, образовавшихся после разложения корней растений. Иногда эти пустоты заполнены известковисто-глинистым веществом, реже халцедоном. Отдельные участки панциря имеют конкреционное строение. Известковистые конкреции достигают размера 2–3 см. Они, как и вмещающая их кальцитовая пелитоморфная масса, содержат зерна кварца и пелитизированного полевого шпата. Глинисто-известковистые породы панциря часто бывают пигментированы гидроксидами железа, придающими породе общую красно-бурую окраску. Мощность известковистого панциря 4–5 м.

Верхние зоны разреза древней аридной коры выветривания, развитой по гранитам фундамента Иссык-Кульской впадины, на разном уровне срезаны денудационными процессами, и на ней с размывом залегают более молодые отложения. Обычно это красноцветные осадки коктурпаксокй свиты (палеоцен-эоцен) мощностью до 10-15 м, которая в значительной степени состоит из продуктов переотложения аридного элювия [Бачманов и др., 2008; Ерофеев, Цеховский, 1990]. Свита сложена буровато-коричневыми глинами с многочисленными карбонатными стяжениями и редкими слоями известковистых гравийников с большим содержанием аркозового материала в мелкой фракции и имеет мощность в среднем около 15 м.

Выше, согласно с коктурпакской свитой, залегает киргизская, относящаяся к олигоцену и низам миоцена. Она представлена оранжево-бурыми песчанисто-глинистыми отложениями с тонкослоистыми мелкогалечными конгломератами. Мощность свиты на участке работ составляет 150-300 м. На породах киргизской серии с небольшим угловым несогласием залегают отложения иссыккульской свиты (нижний миоценсредний плейстоцен), представленные снизу валунными отложениями, галечными конгломератами, выше желтовато-бежевыми песчаными осадками с небольшими прослоями галечных конгломератов. При этом коктурпакская и иссыккульская свиты залегают на разных горизонтах подстилающего разреза, вплоть до массивных гранитов, срезая верхние горизонты коры выветривания на разном уровне.

В целом кора выветривания по гранитам сохраняет основные особенности строения и состава материнской породы. Следы сколько-нибудь значительной тектонической переработки пород отсутствуют, что подчеркивается также наличием густой сети аплитовых даек, которые рассекают гранитный массив и сохраняют свое положение в толще гипергенных образований. Дайки аплитов, толщиной от 10—15 см до 0.5 м в коре выветривания (как вертикальные, так и субгоризонтальные) разбиты трещинами отдельности (см. рис. 76) и поздними трещинами с отчетливо выраженными сдвигами, аплитуда которых не превышают первых десятков сантиметров. Местами дайки образуют бронирующие поверхности, выше которых породы коры выветривания практически полностью отсутствует.

После описания гипергенных образований, не затронутых последующей переработкой, рассмотрим характерные черты пород коры выветривания, которая попала в зону интенсивных тектонических процессов на примере объектов "Каджи-Сай" и "Кызыл-Булак" в Иссык-Кульской впадине.

<u>Объекты "Каджи-Сай" и "Кызыл-Булак</u>" расположены в Иссык-Кульской впадине. Она, как показано выше, выполнена мощным комплексом юрских отложний, залегающих на палеозойском кристаллическом фундаменте. На южном борту впадины осадочный чехол палеоген-неогеновых терригенных отложений слагает полосу шириной около 4–5 км между хр. Терскей-Алатау на юге и озером Иссык-Куль на севере.

Структура отложений осадочного чехла довольно проста. Вся толща смята в крупные пологие синклинали и антиклинали, которые в общем плане вписываются в общее моноклинальное падение пород по направлению к центральной части впадины.

Складчатая структура осложнена серией продольных разрывных нарушений с преобладающей взбросо-сдвиговой кинематикой, вертикальная амплитуда смещений по которым не превышает нескольких десятков метров, а горизонтальная, хотя и фиксируется по структурным признакам, не поддается измерению. Нужно отметить при этом, что речь идет о приповерхностном выражении разломных структур и локальных относительных смещениях. Общий же размах смещений, которые фиксируются и в настоящее время, только за неотектонический этап составляет до 4000 м по вертикали и до 7000 м по горизонтали [Корженков и др., 2007; Чедия, Трофимов, 1978].

В центральной части южного борта Иссык-Кульской впадины относительно спокойное залегание чехольных отложений нарушено субширотной полосой узких антиклиналей, линзовидные ядра которых сложены породами нижних горизонтов чехольного комплекса вплоть до юрских и в отдельных выходах гранитами фундамента (рис. 9). Эта полоса приурочена к разломам Предтерскейской зоны, рассекающих южный склон Иссык-Кульской впадины на широте пос. Каджи-Сай, для которых установлена взбросо-сдвиговая кинематика [Buslov et al., 2008]. В ее пределах юрские и перекрывающие их палеогеновые отложения интенсивно деформированы и залегают субвертикально или наклонены в противоположные стороны, образуя веерообразные и грибообразные антиклинали с субвертикальными, искривленными в вертикальной и горизонтальной плоскостях осевыми поверхностями и резко ундулирующими шарнирами. При удалении от оси складки породы быстро выполаживаются. Протяженность складок десятки и сотни метров; ширина изменчива и в наиболее широкой части может достигать 100-150 м. По простиранию они выклиниваются, образуя в плане сильно вытянутые узкие ленты и линзы.

Для этой зоны характерна высокая степень дислоцированности осадочных пород. В ядерной части относительно крупных структур наблюдаются складки более высоких порядков, дисгармоничные срывы, разлинзование и будинирование компетентных пластов, структуры выжимания. Эти сжатые антиклинали приурочены к разрывам со взбросо-сдвиговой кинематикой, которые расположены или вдоль крутых крыльев, или секут ядро складки и в этом случае затушеваны структурами пластического течения. В ряде мест в строении ядра складок участвуют граниты фундамента со специфической внутренней структурой.

В частности, в 8 км западнее пос. Каджи-Сай, в правом борту сая Кызыл-Булак, в центральной части зоны интенсивных деформаций (см. рис. 9в) установлены [Buslov et al., 2008] выходы выветрелых и дезинтегрированных гранитоидов фундамента, которые образуют протяженную полосу северо-западного простирания, фрагментированную за счет ундуляции шарнира антиклинали на 2 тела. Ширина выходов 2 –15 м, суммарная длина полосы гранитов около 250 м. В одном из выходов тело гранитов имеет в плане форму овала размером около 15 × 25 м, вытянутого в соответствии с простиранием зоны (рис. 10). С юга дезинтегрированные гранитоиды обрамлены отложениями коктурпакской и киргизской свит, слоистость в которых характеризуется крутыми (60°-80°) углами падения в северных румбах и субпараллельна контакту с гранитами. С севера тело гранитоидов ограничивается выходами киргизской серии, при этом осадочные толщи смяты в малоамплитудные прямые складки с крутыми осевыми плоскостями субширотного простирания и падением крыльев к югу и северу $(35^{\circ}-45^{\circ})$. Непосредственно в области контакта осадочных пород с гранитоидами слоистость в осадочных толщах исчезает, и по отложениям киргизской свиты формируется зона бесструктурных песчано-глинистых пород мощностью 0.5-1 м, маркирующих зону разрывного нарушения сбросовой кинематики. Таким образом, вырисовывается сильно

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ



Рис. 9. Геологическое строение южного борта Иссык-Кульской впадины и положение гранитной протрузии.

а – общее строение: 1 – четвертичные (шарпылдакская свита) песчано-известковистые отложения с прослоями конгломератов; 2 – нижнее-средне неогеновые (иссык-кульская свита) валунные и песчаные отложения с редкими прослоями галечников; 3 – эоцен-олигоценовые (киргизская свита) оранжево-бурые песчанисто-глинистые отложения с тонкослоистыми мелкогалечными конгломератами; 4 – палеоцен-эоценовые (коктурпакская свита) глинистые образования с карбонатными стяжениями и редкими слоями известковистых гравийников; 5 – нижнеюрские глины, аргиллиты и редкие прослои углей; 6 – нижнеюрские песчаники с кварцевой дресвой; 7 – дораннеюрская кора выветривания по гранитам; 8 – палеозойские граниты (фундамент); 9 – метаморфические толщи (протерозой); 10 – протрузивное внедрение нижнеюрских пород в ядро антиклинали и внутриформационные границы; 11 – положение подошвы шарпылдакской свиты; 12–13 – разломы: 12 – установленные, 13 – предполагаемые;

б – гребневидная антиклиналь с протрузивным ядром юрских пород;

в – гранитная протрузия, слагающая ядро гребневидной антиклинали: 1 – современные галечные отложения; 2 – киргизская серия: песчано-глинистые отложения с прослоями мелкогалечных конгломератов; 3 – коктурпакская серия: глинистые образования с карбонатными стяжениями; 4 – нижнеюрские песчано-глинистые отложения; 5 – глинисто-карбонатная зона элювия гранитов; 6 – линзовидные блоки трещиноватых и катаклазированных гранитов в карбонатно-глинисто-аркозовом матриксе.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2014

сжатая линзовидная антиклиналь, северное крыло которой срезано разрывом.

Граниты представлены крупнокристаллическими биотитовыми разностями. Они интенсивно раздроблены и дезинтегрированы, но их первичная природа не вызывает сомнений. На контактах гранитов с кайнозойскими отложениями располагается "оторочка" толщиной до 50 см, представленная зоной интенсивной карбонитизации. Эта зона сложена светло-серым и белым карбонатным веществом, содержащим многочисленные разобщенные фрагменты розовых двуполевошпатовых гранитов. Размер гранитных фрагментов варьирует от 1–2 см до 5 см.

Тело гранитного массива пронизано многочисленными светлыми известковисто-глинистыми жилками толщиной до 10-40 см (см. рис. 9в, 10), которые образуют ячеистую структуру и разделяют массив на изолированные блоки. Блоки имеют размер от 30 до 60-70 см, иногда до метра, и различную форму. Чаще всего это искаженные ромбоэдры, линзы, изометричные тела неправильной формы. Центральные части линзовидных структур обычно сложены трещиноватыми, интенсивно катаклазированными и рыхлыми красно-бурыми крупнокристаллическими гранитами. Местами порода представляет собой отдельные мелкие (0.5–3 см) угловатые или округлые обломки гранитного состава, пространство между которыми заполнено несцементированными зернами кварца и полевых шпатов или иногда глинами. И граниты и раздробленный матрикс имеют одинаковый минеральный состав: кварц – 30%, плагиоклаз -25%, калиевый полевой шпат -40%, биотит – до 5%.

Порода подвержена вторичным изменениям. Кристаллы плагиоклаза имеют прямоугольную форму (1 × 2 мм) и почти полностью пелитизированны. Калиевой полевой шпат в меньшей степени подвержен вторичным изменением (пелитизации), чем плагиоклазы, но в зернах калишпата интенсивнее развиваются трещины, которые часто заполнены глиной. Иногда трещины остаются зияющими. Трещины в основном развиваются вдоль спайности калиевого полевого шпата. Границы крупных зерен калиевого полевого шпата часто неровные, с выпуклыми "затеками", что является признаком динамической рекристаллизации (bulging) ранних этапов деформации. Об этом свидетельствует т облачное погасание зерен кварца. Впоследствии и исходные зерна, и новообразованные кристаллы калиевого полевого шпата подверглись вторичным изменениям (пелитизации), которые предшествовали катаклазу или происходили одновременно с ним.

По мере приближения к краю линз гранит становится все более рыхлым, приобретает белесый оттенок. При петрографическом изучении видно, что в ранее возникших трещинах и по границам зерен кварца и полевых шпатов образуются кристаллы кальцита, размер которых в среднем достигает 1 мм. Непосредственно на границах ромбоэдров содержание кальцита возрастает. Возникает порода с матриксом в виде агрегата крупных кристаллов кальцита (65–50% объема), который цементирует рассеянные в карбонатном матриксе многочисленные фрагменты (50–35%) гранитного состава, зерна кварца и полевых шпатов. Размер гранитных включений колеблется от 2 мм до 3 см. Фрагменты имеют округлую форму со сглаженными краями и хаотичное расположение. Края линзовидных структур сложены полностью карбонатной породой белого цвета с редкими включениями красных гранитных фрагментов.

Цемент представлен мелкозернистым кальцитом (75–80%), в котором встречаются как отдельные кристаллы кварца и полевых шпатов, так и небольшие фрагменты гранитов (25–20%). Размер зерен не превышает 2–3 мм. Мелкие фрагменты более угловатые форму, чем крупные, форма которых приближается к округлой. Вокруг включений размерность кристаллов кальцита в матриксе слегка увеличивается, достигая 0,5 мм. Наблюдаются также отдельные линзочки, сложенные крупнокристаллическим кальцитом.

Таким образом, весь комплекс приведенных выше данных свидетельствует об интенсивной тектонической переработке гранитов в ядрах антиклиналей. К этому нужно добавить следующее: граниты занимают ядерные части сильно сжатых антиклиналей и контактируют с различными горизонтами обрамляющего осадочного разреза; граниты располагались на глубинах превышающих первые сотни метров; они полностью дезинтегрированы и превращены в сплошной рыхлый катаклазит; тектонизация и раздробленность гранитов значительно интенсивнее той, которая наблюдается в крупных массивах района (массив Кызыл-Чоку); граниты, разрыхленные до состояния несцементированной песчано-дресвяной породы, слагают относительно приподнятые участки рельефа (см. рис. 10а), т.е. формируют геоморфологические аномалии. Совокупность этих признаков свидетельствует о тектоническом "выжимании" гранитов и протрузивной их природе⁴.

В то же время очевидно, что в зону тектонической переработки попадают и коры выветривания, возникшие по гранитам до формирования протрузии. Форма и характер проявления карбонатизации как жильной, так и объемной, наличие карбонатного панциря и присутствие на контакте продуктов переотложенной коры выветривания (коктурпакская свита) чрезвычайно сходны с таковыми массива Кызыл-Чоку, описанного выше.

⁴ Вопросы морфологии и механизма формирования протрузивных гранитов рассмотрены в работах [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; 2014; Пржиялговский и др., 2011], в которых содержится обширная библиография по данной проблеме.

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ



Рис. 10. Гранитная протрузия в сае Кызыл-Булак, окруженная тектонизированной корой выветривания, зоной вторичной карбонитизациии и деструктурированными отложениями киргизской свиты. а — общий вид с запада и обнажения ячеисто-блоковых структур в дезинтегрированных гранитах; в — деталь обнажения и фотографии шлифов из различных частей гранитного блока.

<u>Сравнительная характеристика</u>. В строении описанных выше объектов – Кызыл-Чоку и Чоку-Булак, несмотря на их сходство, имеются и существенные различия.

Граниты массива Кызыл-Чоку (см. рис. 7, 8) пронизаны регулярной системой трещин с выкалыванием относительно крупных остроугольных блоков с прямыми гранями. По трещинам четко фиксируются раздвиговые, сдвиговые и другие кинематические виды перемещений с очень незначительными амплитудами. При этом внутреннее единство массива существенно не нарушается. Вещественные преобразования также незначительны: в пределах блоков и отдельных



ЛЕОНОВ и др.

Рис. 11. Катаклазированный гранит (блок в дезинтегрированной массе).

обломков, как правило, сохраняются первичный состав и структура гранита. И только в отдельных случаях трещины заполнены продуктами высокой степени дезинтеграции – дресвяно-песчаноглинистым материалом. Раздвиговые трещины заполнены относительно прямолинейной системой карбонатных жил, смещения по которым отсутствуют или минимальны. Контакт с вышележащими осадочными отложениями не нарушен.

В гранитах массива Кызыл-Булак (см. рис. 9, 10, 11) дезинтеграция пород более интенсивная и имеет иной облик. Систематическая трещиноватость практически отсутствует, и весь массив представляет собой хаотическую массу, состоящую и разноразмерных (преимущественно небольших) фрагментов гранитного состава, погруженных в матрикс дресвяно-песчаной размерности, состоящий из минералов гранита. В процессе деформации жилы карбоната, изгибаются, будинируются, разбиваются на фрагменты причудливых очертаний, часто с признаками тектонического окатывания. Формируется сложный петельчато-ячеистый рисунок. Контакт гранитов с вмещающими породами тектонический: со срезанием гранитами различных горизонтов осадочного разреза, которые в зоне соприкосновения с гранитами тектонизированы и превращены в бесструктурную массу. Все эти признаки свидетельствуют о протрузивной природе массива Кызыл-Булак.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, нами рассмотрена структурно-морфологическая характеристика и генетическая интерпретация гранитных кластитов и показана полигенетичность их происхождения. На конкретных примерах показано, что восстановление "первичного" происхождения кластических тел гранитного состава в некоторых, далеко не единичных случаях усложняется тем, что выведенные на дневную поверхность массивы тектонически дезинтегрированных гранитоидов подвергаются гипергенным преобразованиям, а отложения кор выветривания вовлекаются в тектоническую переработку. Формирование кластитов может происходить в несколько последовательных стадий, и возможна разная последовательность событий: гипергенные процессы (образование коры выветривания), а затем тектоническая переработка; тектоническая переработка (образование тектономикстита) дльнейшие гипергенные процессы. Различные типоморфные признаки гранитных кластитов е позволяют реконструировать их генезис.

Морфогенетическая типизация и определение диагностических признаков кластических пород разного генезиса, в том числе и описанных в статье гранитных кластитов, важно для различных аспектов геологии. Прежде всего эти данные имеют методическое значение, так как позволяют непосредственно при полевых исследованиях идентифицировать эти полигенетические образования и отображать их на геологических картах и схемах. Правильная идентификация кластитов, в свою очередь, позволяет выявлять этапность их формирования и последовательность геологических событий, отражением которых они являются. Соответственно, углубляются знания по вопросам региональной геологии, могут быть уточнены палеогеографические и палеотектонические реконструкции.

Актуальность задаче изучения гранитных кластитов, механизмов и последовательности их структурно-вещественного преобразования придают еще два обстоятельства. Во-первых, ее решение находится на стыке двух геологических дисциплин: литологии и тектоники, что позволяет рассматривать геологические явления более "объемно" и показывает неразрывность и взаимообусловленность, казалось бы, совершенно разнородных процессов. Во-вторых, проблема интересна с позиций рудообразования, как эндогенного, так и экзогенного (например, для рудоносных кор выветривания), а также с позиций формирования залежей углеводородов, поскольку тела гранитных кластитов зачастую являются вместилищем углеводородов промышленного значения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00852 и 12-05-31465) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во "Нефть и газ", 1997. 288 с.

Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др. Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.

Бероуш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 265–269.

Гаврилов В.П. Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С.51 – 58

Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978. 485 с.

Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 642 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Древний аридный элювий Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 29-48.

Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х. Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генензис нефти и газа / Под ред. Дмитриевского А.Н., Конторовича А.Э. М.: ГЕОС, 2003. 124 с.

Корженков А.М., Поволоцкая И.Э., Мамыров Э. Морфологическое выражение четвертичной деформации в

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2014

северо-западных предгорьях Иссык-Кульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника. 2007. № 2. С. 53–72.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.

Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1974. Т. 19. Вып. 6. С. 37–44.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.

Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. О тектонической деформации гранитов Тянь-Шаня и Забайкалья // ДАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 799–805.

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.

Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский и др. Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постмагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 1.

Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л. Эндогенные кластиты – новый механохимичский тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182. Лобусев А.В., Силантьев Ю.Б., Халошина Т.О. и др. Углеводородные системы фундамента осадочных пород //

Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 33–34.

Лукин А.Е. Генетические типы вторичных преобразований и нефтенакопления. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1989. 52 с.

Лукин А.Е. Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2. С. 1–21.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977, 172 с.

Мартынова И.И. Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 51–57.

Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов: методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50000. Вып. 8 / Под ред. Кумпана А.С., Денисенко В.К., Тафеева Г.П. Л.: Недра, 1981. 304 с.

Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологиче-

ских тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–21.

Пипин Л. Месторождение нефти и газа Пенхендл-Хьготок, Техас-Оклахома-Канзас // Геология гигантских месторождений нефти и газа. М.: Мир, 1973. С. 170–179.

Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами // Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. 1968. Вып. 8. С. 50–55.

Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтейского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту. Т. 2. Вып. 7. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2009. С. 43–46.

Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. II. М.: ГЕОС, 2010. С. 169– 173.

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г. Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.

Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами // Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. 1968. Вып. 8. С. 50–55.

Сваричевская З.А., Скублова Н.В. О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.

Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Геодинамические условия формирования деструктивных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2002. № 4 [12]. С. 17–22.

Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др. Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.

Чедия О.К., Трофимов А.К. Новейшая тектоника / Под ред. Калмурзаева К.Е. // Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань). Фрунзе: Илим, 1978. С. 66–88.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002. № 4. С. 42-43.

Buslov M.V., De Grave J., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics in the northern Kirgyz Tien Shan and the geodynamic evolution of the Issyk-Kul depression. Guide-book of the Fourth Intern. Symp. "Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geo-ecological Problems", Bishkek. Bishkek: RS RAN, 2008. 40 p.

Vita-Finzi C. Pie de Palo, Argentina: A clastic diaper // Geomorphology. 2009. V. 104. P. 317–322.