УДК 551.24:551.242:551.31.6:553.98

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ. СООБЩЕНИЕ 1. ЭКЗОГЕННАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

© 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 разрезе верхних горизонтов земной коры значительным распространением пользуются дезинтегрированные гранитоиды, которые нередко содержат скопления кластических продуктов разрушения этих же пород. Они встречаются не только на земной поверхности, но и залегают под мощным покровом осадочного чехла. Подобные породы образуются за счет двух категорий процессов: гипергенных¹ (химическое и физическое выветривание) и тектонических (прототектоника и постумная дезинтеграция). В результате формируются кластические породы, во многом сходные по составу, структуре, условиям залегания, что осложняет интерперетацию их генезиса в каждом конкретном случае. В статье рассмотрены особенности процессов экзогенной и тектонической дезинтеграции гранитоидов, строение дезинтегрированных пород и характер минеральных преобразований. Приведена сравнительная характеристика типоморфных признаков дезинтегрированных гранитоидов тектонического и экзогенного генезиса.

DOI: 10.7868/S0024497X13060074

Во многих районах (Кавказ [Леонов, 1974, 1991], Урал [Петров, 1948; Пучков, 1968], Казахстан [Сваричевская, Скублова, 1973], Забайкалье [Леонов, 2008; Лобанов и др., 1991], Тянь-Шань [Леонов и др., 2008], Скалистые горы [Бероуш, 1991], Канзас [Лукин, 1989, 2007; Пипин, 1973] и др.) зафиксированы выходы пород гранитного состава, представленные кластогенными разностями (брекчированными, трещиноватыми, пористыми, разрыхленными, глыбово-щебнистыми, дресвяными или дресвяно-песчаными). Иногда кластогенный гранитный материал образует вокруг гранитных массивов шлейфы так называемых "переотложенных гранитов» [Пипин, 1973]. Шлейфы, как правило, содержат обломки исключительно гранитного состава, иногда представлены брекчиями, дресвяниками, аркозовыми грубозернистыми песчаниками. Подобные образования вскрыты скважинами и на глубине, где гранитные массивы входят в состав фундамента и перекрыты осадочным чехлом [Арешев и др., 1997; Изотов и др., 2003; Пипин, 1973 и др.]. Во многих случаях установлено, что дезинтеграция гранитов и формирование кластических пород связаны с процессами химического и физического выветривания (гипергенезом) [Бушинский, 1975; Добровольский, 2007; Журавлев, 2009; Никитина, 1963; Никитина и др., 1971; Петров, 1948, 1967].

Однако в литературе имеются данные [Фуз, 1976; Бероуш, 1991; Колодяжный и др., 2000; Цеховский и др., 2009], что толщи дезинтегрированных пород, сложенные исключительно продуктами разрушения гранитов и по облику и строению напоминающие элювиальные образования, могут формироваться под влиянием тектонических процессов или в результате совокупного действия различных факторов [Леонов, 1974, 1981, 1991].

В некоторых случаях такие мономиктовые (реже олигомиктовые) кластиты, обрамляющие массивы гранитов, относят к древнему элювию [Кухтиков и др., 1988], олистостромам (обвальнооползневым образованиям) [Кухтиков, 1989], тектоно-гарвитационным микститам [Леонов, 1981]. Последние образуются в результате действия процессов двух типов: тектонического дробления материнского массива и последующего гравитационного перемещения в пространстве за счет обвально-оползневых явлений. В настоящее время показано [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Цеховский и др., 2009; Пржиялговский и др., 2010], что предварительно тектонически переработанный (трещиноватый, катаклазированный, раздробленный, брекчированный) мате-

¹ Понятие "гипергенный" используется в соответствии с его пониманием А.Е. Ферсманом применительно к процессам преобразования пород и минералов в коре выветривания и при биосферном воздействии [Геологический ..., 1973].

риал при эксгумации гранитов на дневную поверхность формирует толщи пород, морфологически сходные с элювиальными. Особенно ярко этот процесс представлен в структурах типа кристаллических протрузий [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Цеховский и др., 2009, 2011], речь о которых пойдет ниже. Отметим, что постмагматическая тектоническая дезинтеграция гранитных массивов признана многими геологами-нефтяниками [Арешев и др., 1997; Гаврилов, 2000; Изотов и др., 2003; Лобанов и др., 1991; Лобусев и др., 2002; Мартынова, 2002; Ситдикова, Изотов, 2002; др.].

Исходя из имеющихся данных, можно полагать, что тела дезинтегрированных гранитоидов образованы за счет двух категорий процессов: экзогенных (связанных с выветриванием или с обвально-оползневыми процессами) и тектонических. Тем не менее, сходство породных комплексов, сформированных за счет разных процессов, усложняет интерпретацию их генезиса в каждом конкретном случае, и здесь возможны расхождения во взглядах. При этом отметим, что в подавляющем большинстве случаев кластиты, приуроченные к гранитным массивам и сложенные продуктами дезинтеграции этих гранитов, относятся к элювию.

В принципиальном плане проблема генетической типизации грубообломочных "хаотических" образований была обозначена М.Г. Леоновым [1981], но применительно к гранитам подробно не рассматривалась. Задача этой статьи – охарактеризовать особенности строения дезинтегрированных гранитов, сформированных как за счет гипергенных процессов (связанных преимущественно с выветриванием), так и за счет тектонического фактора. Поскольку по геологии кор выветривания существует большая литература и они достаточно хорошо изучены, в этой работе главный акцент будет сделан на описании элювиальных дезинтегрированных гранитоидов, а также на их сравнении с подобными породами, имеющими тектоническое происхождение. Кластиты обвально-оползневого происхождения мы не рассматриваем — это отдельная проблема, и она в аспекте морфологических особенностей изложена ранее [Леонов, 1981]. Идентификация кластогенных пород, формирующихся за счет переработки гранитов, имеет не только научный, но и практический интерес, так как они зачастую являются вместилищами углеводородов [Арешев и др., 1997; Гаврилов, 2000; Изотов и др., 2003; Лобанов идр., 1991; Лобусев и др., 2002; Лукин, 2007; Мартынова, 2002; Пипин, 1973; Ситдикова, Изотов, 20021.

Отметим также, что влияние тектонического фактора на возникновение и особенности строения кор выветривания и формирование кластогенных пород, как правило, оценивалось лишь с позиций морфоструктуры рельефа и крупноблоковой тектоники, что, в частности, нашло отражение в фундаментальной сводке В.В. Добровольского [2007].

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ

Гипергенные процессы приводят к образованию кор химического и (или) физического выветривания, возникновение которых сопровождается дезинтеграцией пород, и их характеристика приведена во многих публикациях [Касимов, 1999; Матвеев, 1972; Никитина и др., 1971; Перельман, Петров, 1967; Петров, 1948, 1967; Полынов, 1934; Черняховский, 1965, 1966, 1968; Ярг, 1987 и др.]. В этом разделе основное внимание уделено описанию обломочных пород элювиального генезиса с целью их сравнения с продуктами тектонической дезинтеграции.

На строение элювия, его мощность и минеральный состав оказывают влияние различные факторы: климатический, тектонический, гидрогеологический, геоморфологический, временной (продолжительность выветривания), литологический (характер субстрата, подвергающегося выветриванию) и др. [Богатырев и др. 2009]. В публикациях главное внимание уделено латерит-каолиновым корам химического выветривания и показано, что их формирование происходило в регионах с гумидным субтропическим или тропическим климатом в условиях стабилизации тектонических движений и выравнивания рельефа Бардошши, 1981; Бокситоносность..., 1988; Закономерности ...,1978; Никитина и др.,1971; Петров, 1948, 1967; Цеховский, 1987; Цеховский, Ахметьев, 2002, 2003а, б]. В каолиновых или латеритнокаолиновых корах выветривания, сформированных по гранитам, в строении элювиального профиля выделяются следующие зоны (рис. 1а): дезинтеграции (до 50 м); гидрослюдистая (10-20 м); каолиновая или кварц-каолиновая (30-50 м); латерит-бокситовая или кварц-каолинит-гиббситовая (до 10 м) [Бушинский, 1975; Петров, 1967; Слукин, 1983а, б, в].

Дезинтегрированные гранитоиды, слагающие одноименную зону, залегают в основании коры выветривания. Они представлены сильно трещиноватыми и глыбовыми разностями, щебнем в нижней части зоны и дресвой в верхней. Исходная порода может распадение на минеральные зерна, обычно имеющие размер мелкой дресвы с незначительной примесью частиц песчано-алевритовой размерности. При этом отдельные объемы породы сохраняют исходные структуру и текстуру.

В более верхних (кварцево-гидрослюдистой и кварцево-каолиновой) зонах кор выветривания, образующихся по гранитному субстрату, дезинтеграция пород усиливается за счет совместного проявления физического и химического вывет-



Рис. 1. Строение кор выветривания и тектоно-элювиальных кластитов.

а — кора химического выветривания; б — коры физического выветривания; в — тектоно-элювиальные кластиты; г — схема взаимоотношения гранитоидов Дзурамтайского массива и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла: 1, 2 — гранитоиды (C_{2-3}): 1 — сильно трещиноватые (C_{2-3}), 2 — брекчированные и катаклазированные; 3 — микститы песчано-дресвяной размерности с крупными отторженцами гранитов; 4 — тектонокластиты; 5—7 — чехольные отложения: 5 — угленосная моласса (J_{1-2}), 6 — красноцветная моласса ($J_3 - K_1$), 7 — грубообломочные четвертичные отложения; 8 — дайки аплитов; 9, 10 — границы: 9 — стратиграфические, 10 — протрузивные; 11 — разрывы. Масштаб условный.

ривания. Происходит глинизация алюмосиликатов с образованием гидрослюд, смектитов и каолинитов. В глинистых элювиальных породах, представляющих собой продукты разложения гранитоидов, сохраняются их исходные текстуры и структуры [Кашик, Карпов, 1977; Петров, 1967]. Кварц (устойчивый к выветриванию минерал) также преобразуется в верхней зоне латеритного элювия [Пастухова и др., 1986; Петров, 1948, 1967]. Происходит растрескивание, коррозия и растворение егозерен, иногда с заполнением трещин гематитом или гиббситом. Отмечается и полное растворение зерен кварца и образование на их месте пустотного пространства, а также частичное или полное замещение кварца гиббситом. В регионах с умеренно влажным климатом в результате преимущественно процессов физического выветривания формируются маломощные

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2014

(до нескольких десятков метров) гидрослюдистые коры выветривания. Этот тип кор, в которых химическое выветривание алюмосиликатов проявлено слабо и не сопровождается возникновением мощной глинистой элювиальной зоны, относят к корам физико-химического выветривания [Черняховский, 1966, 1968; Афанасьев, 1976, 1977]. Дезинтеграция пород сопровождается образованием щебня, дресвы и мелкозема (тонкопесчаного и алевритового материала с примесью гидрослюдистой или монтмориллонит-гидрослюдистой глины). Гидролиз силикатов и синтез глинистых минералов в этом элювии подавлен, и содержание глинистой фракции в породах крайне мало (3-8%), зональность профиля не выражена, химические преобразования пород проявлены слабо [Афанасьев, 1977].

В районах с аридным климатом доминируют процессы физического выветривания. Химические изменения играют подчиненную роль и сводятся к появлению гидрослюд и смектитов в верхних горизонтах дезинтегрированных пород [Афанасьев, 1977; Ерофеев, Цеховский, 1983, 1990; Черняховский, 1968]. Формируются дресвянощебнистые продукты, увенчанные маломощной (первые метры) красноцветной, слабоизвестковистой гидрослюдисто-смектитовой элювиальной зоной. В современном элювии Монголии (в условиях континентального холодного аридного климата) эта верхняя эона обычно отсутствует, и весь профиль сложен продуктами физического выветривания.

В корах физического и физико-химического выветривания в областях с гумидным или аридным климатом мелкозем не сохраняется и выносится за пределы выветривающихся массивов [Черняховский,1968] за счет действия водных потоков и ветровой эрозии, и в областях денудации на поверхности остаются развалы остроугольных глыб, щебня и дресвяники, которые особенно характерны для выветрелых гранитов.

Таким образом, в областях с гумидным или аридным климатом кластические породы, образование которых связано с выветриванием. сосредоточены или в низах элювиального профиля (в корах химического выветривания), или занимают его большую часть (в корах физико-химического выветривания), или слагают всю кору (при физическом выветривании). При этом их облик однотипен и аналогичен профилю коры физического выветривания [Ярг, 1987], в строении которого выделены три зоны: 1) трещинная (в основании), 2) глыбовая (в средней части) и 3) щебнистая или щебнисто-дресвяная (в кровле), но порядок расположения зон и их строение могут от места к месту меняться в зависимости от характера субстрата (см. рис. 1б, в).

Структурно-вещественные преобразования

Дезинтеграция пород и минеральных зерен в корах выветривания происходит в результате их растрескивания, дробления и распада на глыбы, шебень, дресву, а также мелкозем. Содержание мелкозема сравнительно мало в корах химического выветривания, но заметно возрастает в продуктах дезинтеграции кор физического или физикохимического выветривания в областях с умеренным или аридным климатом. Формирование кластогенных структур пород в корах выветривания происходит практически без смещения обломков относительно друг друга или их поворота, но с возникновением между ними пустотных пространств, заполняемых глинами, гидроокислами железа, карбонатами или иными образованиям. В корах химического или физического выветривания процессы дезинтеграции пород проявлены

однотипно и не сопровождаются перемещением вещества. Они определяются: суточными и сезонными колебаниями температур, приводящими к неравномерному изменению объема породы и слагающих ее минеральных зерен; расклинивающим действием замерзающей воды и процессов кристаллизации солей; проникновением адсорбционных водных пленок по микротрещинам; воздействием корней растений и роющих организмов. Результатом экзогенной дезинтеграции кристаллического фундамента (в том числе и гранитов) является распад пород и минеральных зерен на отдельные фрагменты, а также их разрушение до состояния мелкозема [Черняховский, 1966, 1968; Матвеев, 1972; Афанасьев, 1976, 1977].

Химические преобразования гранитоидов в зонах дезинтеграции, даже в корах химического выветривания, выражены слабо. Обычно они сводятся лишь к гидратации минералов с образованием гидромусковита и гидробиотита. Отмечается разбухание пластинок слюд, серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль трещин спайности, обособление зерен кварца и полевых шпатов, между которыми местами появляется мелкозем. В почвах, где происходит наиболее активное экзогенное минералообразование при физическом выветривании кристаллических пород фундамента, возникают гидрослюды, хлориты, смешаннослойные слюда-смектитовые или хлорит-смектитовые минералы [Градусов, 1972]. Но, если "результаты химического анализа... создают впечатление о сравнительно небольшом изменении состава по профилю коры выветривания на гранитах", то "сопоставление минералогического состава исходной породы и конечного продукта выветривания - каолинового горизонта - показывает, что в процессе формирования... коры выветривания гранитов был полностью преобразован минеральный состав" [Добровольский, 2007, стр. 294] (рис. 2).

Мощность элювия в корах физического выветривания обычно не превышает 10-15 м [Черняховский, 1966], но отмечаются и более высокие его значения, что связано с включением в кору выветривания так называемых зон "предразрушения" [Черняховский, 1966, 1968; Афанасьев, 1977]. Суть явления "предразрушения" следующая. Породы, располагающиеся на глубине, находятся под литостатическим давлением. По мере их выхода на дневную поверхность происходит уменьшение нагрузки, декомпрессия, увеличение объема горных пород. При этом образуются трещины разгрузки и раскрываются ранее сомкнутые тектонические и литогенетические трещины. Мощность зоны "предразрушения" составляет десятки метров, а в тектонически активных участках может быть значительно больше и достигать глубин сотен метров.

Мощные зоны дезинтеграции характерны для линейных кор выветривания, которые обычно



Рис. 2. Баланс и изменение объемов вещества в коре выветривания гранитов, по В.П. Петрову. Рисунок взят из работы [Добровольский, 2007].

приурочены к разломам и к зонам объемной дезинтеграции (о них речь пойдет ниже), где происходит тектоническое дробление, а также взаимодействие с трещинными, нередко термальными растворами [Изучение ..., 1995; Михайлов, 1998, 2000; Петров, 1967; Разумова, 1977; Цеховский, 2004; Цеховский и др., 2002, 2008]. Так, например, дезинтеграция гранитных массивов и образование пород, внешне сходных с элювием, в пределах Гиссарского батолита достигает 1-2 км [Кухтиков, 1989; Кухтиков и др., 1988]. Эти преобразования известны как "глубинное выветривание" [Геологический..., 1978]. Собственно элювиальные процессы проявляются в линейных корах выветривания лишь в верхней их части. Основным фактором преобразований являются процессы, связанные с тектоническим или тектоно-гидротермальным режимом [Лобанов и др., 1991]. Однако в кору выветривания часто включают и тектонически дезинтегрированные породы, за счет чего неоправданно увеличивается ее мощность.

Таким образом, вышеприведенные данные и обзор литературных материалов показывает, что для кластитов экзогенного генезиса характерны следующие особенности состава и строения. 1. Приуроченность к корам химического и физического выветривания; наличие элювиального профиля с трещинной, глыбовой и дресвянощебнистой зонами; положение в нижней части кор химического выветривания. 2. Наличие признаков воздействия климатического, гидрогеологического, временного, петрографического факторов, выраженные в характере залегания, составе и строении вторичных преобразований пород и минералов. 3. Состав новообразованных пород (бокситы, каолиниты) и минеральных фаз (гидрослюды, смектиты, псевдоморфозы гиббсита по кварцу и др.), отражающий гидратацию силикатов и синтез глинистых минералов. 4. Форма, особенности морфологии и взаимоотношения обломков пород, минеральных фаз и зерен: разбухание слюд; серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль трещин спайности; обособление зерен кварца и полевых шпатов; наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах; заполнение трещинного пространства мелкоземом и глинистой фракцией; многоугольная форма и четкое ограничение элювиальных останцов и кластов. 5. Присутствие преимущественно глыбово-щебнистых и шебнисто-дресвяных обломков. 6. Преобладание в продуктах ближнего перемыва(в делювии) грубообломочных глыбово-щебнистых или дресвяно-щебнистых пород с неокатанными обломками. 7. Незначительная (от первых метров до нескольких десятков метров) мощность.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ

Основы изучения тектонической структуры интрузивных массивов, в частности, гранитных, заложены Х. Клоосом [Cloos, 1929, 1936], который обращал внимание, главным образом, на прототектонические нарушения, определяемые первичным строением массива (следами течения расплава, ориентировкой минеральных составляющих и т.д.) и его остыванием (контракцией) в условиях внешнего поля тектонических напряжений. Но структурная переработка гранитов продолжается и на постумной стадии их существования, после остывания и вхождения в состав фундамента. Рассмотрим региональные примеры.

Гранитные массивы Монголии

Постумная структура гранитных массивов изучена во многих регионах [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2011 и др.], но нами получены новые данные по геологии массивов Дзурамтай (Южная Гоби) и Их-Хайрхан (Центральная Монголия) (см. рис. 1г, рис. 2), позволяющие вновь обратиться к упомянутой проблеме.

Массивы Дзурамтай и Их-Хайрхан расположены в зоне резко континентального аридного климата с господством пустынных и полупустынных ландшафтов, морозной зимой, холодными осенью и весной, жарким летом [Монгольская ..., 1990; Перельман, Касимов, 1999]. Для этих районов характерны резкие сезонные перепады температур, достигающие 90-100°. Летняя Т_{возд.} может достигать 35-38°, а на поверхности породы прогреваются до 60-70°. Зимой значения температур достигают – 40°, и породы промерзают на глубину 2.5–5 м. Из-за низких температур и скудного увлажнения процессы почвообразования и химического выветривания выражены слабо, и господствующее значение приобретают процессы физического выветривания. Интенсивное воздействие на породу суточных и сезонных колебаний температуры и кристаллизации воды и солей ограничено приповерхностной зоной (максимум 3-5 м), но сезонные колебания температур могут достигать глубин 10-20 м, а расклинивающее действие корневых систем – 10–15 м. Гипергенные процессы в этих районах не захватывают глубин больших, чем 15-20 м, и мощность неперемещенного элювия не должна превышать указанных величин. Тем не менее, граниты дезинтегрированы практически на всю глубину эрозионного вреза (до 200-250 м) и по всему объему, доступному для наблюдения. Кроме того, дезинтеграция обладает рядом специфических признаков, позволяющих усомниться в ее гипергенном происхождении.

<u>Дзурамтайский гранитный массив.</u> Горы Дзурамтай образуют линзовидный массив на ЮВ ветви Гобийского Алтая с относительными превышениями до 250 м. В их строении участвуют позднесилурийские и раннедевонские метавулканиты и осадочно-метаморфические породы, а также гранитоиды позднекаменноугольного возраста (см. рис. 1г, 3в, 4). Массив обрамлен мезозойско-кайнозойскими отложениями межгорных впадин: с севера – Цагангольской, с юга – Бохтынской. На северо-восточной периферии гор расположен гранитный массив, образующий наиболее приподнятые участки рельефа. На востоке, юге и юго-востоке гранитоиды контактируют с палеозойскими образованиями, на северозападе погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения. Описание геологического строения массива, который по наименованию гор назван Дзурамтайским (см. рис. 1г, рис. 3в), содержится в ряде публикаций [Пржиялговский и др., 2009; Пржиялговский и др., 2011; Цеховский и др., 2009], в которых показано, что массив обладает всеми признаками тектонической протрузии, о чем будет сказано ниже.

Массив сложен гранитоидами разного типа. Его центральная часть представлена средне- и крупнокристаллическими, иногда порфировидными бледно-розовыми плагиогранитами и лейкодиоритами, среди которых в виде ксенолитов или крупных тел неправильной формы встречаются мелкокристаллические гранодиориты. Северо-восточная и восточная части массива сложены двуполевошпатовыми розовато-серыми гранитами. Для гранитов характерна пелитизация и соссюритизация плагиоклаза. Биотит замещается землистыми агрегатами эпидота. По калишпату развиваются небольшие листочки мусковита. Структура гранитов - т от мелко- до средне- и крупнокристаллической. Согласно К/Аг датировкам, возраст гранитов 270-340 млн. лет [Дамдинжав и др., 1999]. Контакты гранитов с гранодиоритами и плагиогранитами цнтральной части массива резкие и повсеместно тектонизированы. Ядро массива рассечено многочисленными дайками известково-щелочных лампрофиров с подчиненным количеством аплитов (мощность от 0.5 м до 7-8 м). Дайки секут гранитоиды разного состава и границы между ними, но обычно не прослеживаются в пределах собственно гранитов.

Все породы палеозойского основания погружаются под отложения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла межгорных впадин (см. рис. 1г, 3в, 4). На севере граниты перекрыты мощными (1.5 км) терригенными континентальными отложениями Цагангольской впадины. Низы разреза (850 м) сложены угленосно-терригенными отложениями дзурамтайской свиты (J_{1-2}). Выше залегают красноцветные, пестроцветные, реже сероцветные отложения зунсужинской, цаганарской и баинширэинской свит (J_3-K_1) суммарной мощностью



Рис. 3. Схемы строения гранитных протрузий и прилегающих участков впадин массивов Дзурумтай и Их-Хайрхан. а – положение объектов на территории Монголии; δ – массив Их-Хайрхан: 1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые отложения; 3 – неогеновые и палеогеновые отложения нерасчлененные; 4, 5 – наличие галек магматических пород в кайнозойских отложениях: 4 – основных вулканитов, 5 – гранитов; 6 – нижне-среднеюрские отложения; 7 – триасовые метавулканиты; 8 – нерасчлененые палеозойские отложения; 9 – позднетриасовые-раннеюрские и позднееюрские дезинтегрированные гранитоиды; 10 – крутопадающая трещиноватость и разломы; 11 – пологие и посклоновые трещины и разломы; a – массив Дзурамтай: 1 – кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты по гранитам; 2 – 4 – отложения чехла: 2 – J_3 – K_1 (терригенные отложения), 3 – J_1 (конгломераты и песчаники с прослоями углей), 4 – углистые алевролиты; 5 – катаклазированные граниты (C_3); 6 – крупные трещины и зоны трещиноватости; 7 – геологические границы; 8 – деформированная домезозойская поверхность выравнивания.

600 м. На отложениях Mz с размывом и угловым несогласием залегают маломощные (до 10 м) конгломераты и брекчии (Q_{2-3}).

В отложениях мезозоя доминирующую роль играют продукты разрушения палеозойских осадочно-метаморфических или вулканогенно-осадочных пород с единичными обломками пород гранитного состава (аплитов) [Цеховский и др., 2009]. О процессах, происходящих в палеогене неогене, можно судить только косвенно, так как отложения этого возраста в регионе отсутствуют. Среди четвертичных отложений гранитный мате-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2014



Рис. 4. Дзурамтайский массив: строение бортовой части массива и взимоотношение с осадочным чехлом.

риал является преобладающим. Это свидетельствует о том, что до этого времени источником поступавшего в область аккумуляции материала служили лишь палеозойские осадочно-метаморфические и вулканогенно-осадочные породы. Массив гранитоидов не был экспонирован на уровень денудации или были экспонированы лишь его небольшие объемы, о чем могут свидетельствовать единичные обломки аплитов. И лишь в четвертичное время (судя по аналогии с другими районами, возможно, начиная с неогена) он был выведен на земную поверхность и стал одним из основных поставщиков обломочного материала.

Гранитный массив относительно изометричен в плане и образует куполообразную морфоструктуру. Его поверхность в прибортовой части перекрыта мезозойскими отложениями, подошва которых отражает домезозойскую поверхность выравнивания, образуя изгибы, почковидные, куполовидные и гребневидные формы [Пржиялговский и др., 2010]. Структура вышележащих пластов осадочного чехла конформна изгибам поверхности выравнивания и представляет собой серию сопряженных складок, размах которых составляет десятки метров. Иногда граниты прорывают стратифицированные осадочные толщи юры и мела, образуя небольшие протрузивные внедрения. Складчатая форма поверхности выравнивания и осадочного чехла является "отражением" объемной деформации кристаллического основания, а изгиб первично субгоризонтальной поверхности выравнивания невозможен без объемной квазипластической деформации неслоистых гранитов [Леонов, 1991; 2008; Леонов и др., 2008; Паталаха, 1971; Bradschaw, 1967].

Инфраструктура гранодиоритов (лейкодиоритов) отлична от инфраструктуры собственно гранитов, и изменяется при переходе от центра массива к его периферии [Пржиялговский и др., 2010].

Для плагиогранитов ядерной части массива характерна субвертикальная трещиноватость меридионального и северо-западного простирания, слабее проявлена горизонтальная трещиноватость. В центральной части плагиогранитного "ядра" развита крупноблоковая структура, обусловленная грубой трещиноватостью и соответствующей ей плитчатой субвертикальной и субгоризонтальной отдельностью. Выветривание и эрозия придают отдельности форму столбов со сглаженными углами, эллипсов и шарообразных глыб. По крутым трещинам в центральной части массива отмечены сдвигово-сбросовые смещения даек базитов и аплитов с амплитудами 1-3 м (в единичных случаях до 7 м). Смещения имеют разнонаправленный характер и почти не нарушают общего рисунка протяженных даек, отражающего геометрию наиболее ранней системы трещин. В целом структура центральной части массива имеет груболинзовидный облик (см. рис. 3в). Напротив, на периферии массива плагиогранитов наблюдается тектоническое разобщение даек с переориентировкой и вращением отдельных фрагментов. При этом не отмечается закономерных эшелонированных смешений по параллельным трешинам, фрагменты даек как бы "плавают" в матриксе трещиноватого гранитного материала.

В северной части массива, сложенной среднекристаллическими розовыми гранитами, для пород характерна линзовидная отдельность глыбовой размерности. По границам линзовидных фрагментов отмечаются незначительные смещения, тектонические зеркала. В его северо-западной бортовой зоне относительно мало измененные вторичными преобразованиями разности гранитов присутствуют среди дезинтегрированной массы в виде разобщенных включений раз-



Рис. 5. Дзурамтайский массив: раздробленная дайка аплитов и катаклазированнныые граниты.

личной формы и размера. Иногда это четко ограниченные линзы и блоки, иногда не переработанные полностью объемы гранитов в виде "пятен" и "шаров" среди брекчированного материала (см. рис. 4, 5). Шарообразные формы вообще характерны для тектонически дезинтегрированных гранитов, испытавших катакластическое объемное течение [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008]. Именно в этой зоне были закартированы сложные складчатые и купольно-почковидные структуры поверхности палеозойского фундамента, отражающие постумные реидные деформации гранитов.

На мезоуровне не наблюдается четкой пространственной упорядоченности структур. Такой тип мезоструктур характерен для деформации катакластического течения дискретных (гранулированных) сред [Леонов, Эпштейн, 2011; Yaeger, Nagel, 1996]. На макроуровне структурная упорядоченность выражена достаточно четко в наличии линозвидных блоков, длинные оси которых ориентированы субпараллельно и имеют крутое падение.

Несмотря на отмеченные различия форм дезинтеграции гранитоидов разного состава, структура массива отвечает его движению "en bloc", когда массив перемещается как единое, но состоящие из многочисленных фрагментов тело, и смещение составляющих его доменов относительно друг друга незначительно. Сходная картина описана, в частности, для Дзирульского [Леонов, 1974], Карельского [Леонов, 2008] и Армориканского [Bradschaw et al., 1967] массивов, а также для купольных структур Скалистых гор [Бероуш, 1991]. В пределах массива интенсивно проявлены катаклаз и брекчирование, изменившие исходную структуру гранитоидов по всему объему, доступному для наблюдения. Реликты первичных магматических структур и текстур сохраняются лишь в центральных частях изометричных или линзовидных блоков, замещаясь по краям раздробленной породой, иногда переработанной вторичными низкотемпературными гидротермальными процессами.

Структурно-вещественные преобразования захватывают породы массива не только на макрои мезоуровнях, но и на уровне минеральных зерен [Цеховский и др., 2009] (рис. 6). Деформация отчетливо проявлена в кварце. Кристаллы и зерна кварца зачастую имеют зубчатые ограничения типа стилолитовых швов; внутри кристаллов и зерен проявляется тонкая трещиноватость, образующая ортогональную сетку. Трещинки нередко трассируются цепочками газово-жидких включений. Отмечены кристаллы "смятого", согласно определению И.М. Симановича [1978], кварца с волнистым, мозаичным, облачным угасанием. Присутствует раздробленный кварц в виде агрегатов мелких зерен с неровными, "рваными" краями. Зерна распадаются на мелкие (0.05–0.1 мм) обломки треугольной, трапециевидной, неправильных очертаний формы. Агрегаты мелких зерен кварца заполняют промежутки между более крупными зернами и обломками, цементируя их. Формируются "мозаичные" микробрекчии, которые наблюдались также в массиве Танын (Гобийский Алтай) [Пржиялговский и др., 2011].

Кварц и некоторые другие минералы чутко реагируют на приложение внешних сил и напряже-



Рис. 6. Микродеформации гранитов Дзурумтайского массива (фотографии шлифов).

а — остроугольная форма разноразмерных и хаотично расположенных обломков гранитного состава в тектонокластитах; б — деформированное ("смятое") зерно кварца с облачно-мозаичным угасанием, зубчатыми границами и системой трещин; в — корродированные зубчатые границы кварца и полевого шпата; г — гранулированный кварц с облачно-мозаичным угасанием; д — зерно кварца с мозаично ориентированной грануляцией; е — деформированные ("обдавленные") и пелитизированные зерна полевого шпата в раздробленном пелитизированном гранитном матриксе; ж раздробленный гранит с однонаправленно ориентированными мелкими зернами мусковита и кварца; з — зерно кварца с пересекающимися трещинами, заполненными тончайшими газово-жидкими включениями.

ний [Мурхауз, 1973; Копелиович, Симанович, 1963, 1966]. Так, в зернах полевых шпатов наблюдается неровное, пятнистое угасание, искривление зерен и полос двойникования, появление вместо таблитчатых, изометричных и призматических кристаллов зерен неправильной формы с отростками и фестонами. В зернах полевых шпатов и кварца возникает внутрикристаллическая трещиноватость, дробление, катаклаз и динамическая рекристаллизация. Кристаллы биотита и мусковита нередко изогнуты, разорваны, характеризуются неравномерным, волнообразным угасанием. Полевые шпаты часто приобретают удлиненную линзовидную форму с неровными краями. Порода местами перетерта до тектонической "муки". В деформированных объемах количество полевых шпатов уменьшается до 50-40%, а то и до 20-15%; содержание кварца, напротив, возрастает, достигая 50-60% от общего объема породы. Все эти признаки свидетельствуют о проявлении деформационных процессов на микроуровне. При этом набор и интенсивность структурных преобразований на микроуровне (так же как и в мезо- и макромасштабах) от места к месту меняется, что свидетельствует о неоднородном поле напряжений и неоднородной деформации, столь характерных для процесса реидного течения.

Одним из конечных продуктов тектонической дезинтеграции, в которых наиболее заметны структурные и вещественные преобразования, являются аркозовые "тектонокластиты"², которые развиты как внутри гранитного массива, так и на его периферии. Но в основном тектонокластиты Дзурумтайского массива расположены на контакте гранитов и осадочного чехла (см. рис. 1г, 3в, 4). При приближении к контактам с мезозойским чехлом тектоническая дезинтеграция гранитов усиливается и наблюдается переход в тектонокластиты, в которых обычно выделяются два горизонта, различающиеся по своему облику. Нижний (10-20 м) сложен обломочной породой аркозового состава и песчаной размерности с беспорядочными включениями дресвы, линз дресвяников, "гранитной муки" с алевритовым размером зерен. Местами породы обогащены кварцем и каолинитом.

Сортировка и ориентировка минеральных зерен отсутствует, обломки имеют угловатые фор-

мы без признаков окатанности. Присутствуют "обдавленные" зерна полевых шпатов, чаще встречается трещиноватый кварц с газово-жидкими включениями, появляются сильно деформированные разности "смятого" кварца или его гранулированные зерна (с мозаичной, местами с ориентированной или полосчатой грануляцией). Все признаки указывают на то, что породы представлены продуктами механического дробления и динамической рекристаллизации исходных минералов гранитоидов. Верхний горизонт (6–10 м) представляет собой смесь пород нижнего с перекрывающими юрскими углистыми глинами, слагающими низы осадочного разреза. Доминируют глинистые породы, в которых кластиты образуют беспорядочно расположенные включения (пятна, линзы, блоки размером от 2-3 до 30-50 см). На фоне доминирующего хаотичного распределения обломков наблюдаются участки, где их мелкие удлиненные разности приобретают ориентировку.

Минеральные преобразования в тектонокластитах выражены слабо и сводятся лишь к частичной пелитизации зерен полевых шпатов с возникновением гидрослюдисто-смектитовых минералов. Местами отмечается резкое обогащение пород кварцем и каолинитом, возможно, связанное с преобразованием пород кислыми подземными водными растворами.

На геологических картах горизонт кластитов отнесен к базальной толще нижней юры. Однако эти породы существенно отличаются от юрских отложений. В кластитах отсутствуют окатанность и сортировка включений, слоистость и стратификация, нет ископаемой фауны и флоры, включений обугленной древесины, углистых глин и углей, столь характерных для юрских отложений. Характерны хаотичное распределение остроугольных обломков, волнистая отдельность, субпараллельная границе с фундаментом, элементы сланцеватости. По латерали мощность кластитов быстро меняется: они то образуют раздувы, то утоняются вплоть до полного выклинивания. Контакт кластитов и дезинтегрированных гранитоидов иногда резкий, с зеркалами скольжения. Но чаще наблюдаются участки с "прогрессивным"³ переходом – постепенной потерей признаков коренной породы и приобретением признаков хаотической смеси (микстита). Контакты

² Эта разновидность пород подробно охарактеризована ранее [Цеховский и др., 2009].

³ Термин введен П. Грацианским [Graciansky, 1973].

такого типа неоднократно описаны [Леонов, 1981; Соколов, 1977; Щерба, 1975; Graciansky, 1973].

Таким образом, участие тектонического фактора в образовании пород, названных нами тектонокластитами, несомненно. Тем не менее, нельзя исключить, что тектонокластиты сформированы по домезозойской коре выветривания, первично представленной уцелевшим от предъюрского размыва кварц-каолиновым панцирем, столь свойственным автоморфным корам выветривания кислых магматических пород [Добровольский, 2007].

Все рассмотренные выше структурно-вещественные преобразования гранитов характерны для условий относительно невысоких температур и давлений [Симанович, 1978]. Для пород центральной и северной прибортовой частей массива характерно проявление низкотемпературных изменений, выраженных в появлении пелита, соссюрита, землистых агрегатов эпидота. В слабодезинтегрированных участках гранитоидов отмечаются следы деформации минеральных зерен, которые выражены в их частичной грануляции, в неровном угасании отдельных зерен плагиоклаза и облачно-мозаичном – кварца. В породах отсутствуют признаки высокотемпературных преобразований, но местами наблюдается перекристаллизованный кварц с увеличенным размером зерен, что свидетельствует, по мнению И.М. Симановича [1978], о РТ-параметрах низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Таким образом, верхний предел температур на постумной стадии, по-видимому, не превышал 200-300° С, а фоновые температуры были еще ниже. Вопрос о локальном повышении температуры требует специального изучения: оно могло быть связано с выделением тепла при механическом перетирании пород, с действием термальных вод, с рекристаллизацией, имеющей место после снятия нагрузки [Passchier et al., 2005], однако в данном случае перекристаллизация, скорее всего, вызвана действием механохимических эффектов, которые приводят к сходному результату [Хайнике, 1987].

Гранитоидный массив Их-Хайрхан расположен в Центральной Монголии (см. рис. 3б) и назван по одной из горных вершин района. Гранитоиды прорывают деформированную толщу триасовых метавулканитов среднего и основного состава, метаморфизованых до амфиболитовой фации и ороговикованых на эндоконтактах. Гранитоиды Их-Хайрханской группы относятся к комплексу наиболее поздних внутриплитных интрузий. По данным изучения изотопного состава гранитоидов K/Ar методом их возраст составляет 158 млн. лет [Геология ..., 1977]. Массив входит в состав Хэнтейского батолита, главная фаза развития которого, по данным U-Pb и Rb-Sr датирования, приходится на поздний триас – раннюю юру [Ярмолюк и др. 2002], хотя формирование отдельных массивов в конце юрского периода (к которым относится Их-Хайрханский) отражает более поздние проявления гранитоидного магматизма субшелочной и литий-фтористой специализации [Кузьмин и др., 2011].

Гранитоиды Их-Хайрханской группы совместно с раннемезозойскими и палеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами слагают выступ киммерийского фундамента Южно-Хэнтейского поднятия, окруженного верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями плитного чехла. Их-Хайрханский массив – один из наиболее крупных (12 × 15 км) куполов этой системы имеет овальную форму, слегка вытянутую с севера на юг, и образует горный кряж высотой до 1900 м и относительными превышениями до 300 м. Массив сложен различными породами гранитного ряда: гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми гранитами. Биотитовые граниты преобладают, а все другие разновидности в совокупности слагают менее четверти общего его объема. Граниты рассечены дайками аплитов и пегматитов, которые, в свою очередь, пересечены дайками лампрофиров.

В геологическом строении района, кроме гранитов, принимают участие отложения среднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 36). Средний палеозой представлен аркозовыми метапесчаниками, кварцитами, метаалевролитами, кремнистыми метааргиллитами, прослоями метаэффузивов и яшмоидов; триас – метаэффузивами основного, среднего и кислого состава, метатуфами, метатуффитами. Образования палеозоя и триаса прорваны Их-Хайрханскими гранитами и имеют с ними ороговикованные контакты. По сейсмическим данным (МОГТ), кровля гранитоидов Хэнтейского батолита залегает преимущественно на глубинах 3-5 км [Геология ..., 1977], что указывает на вероятные глубины консолидации массивов, выведенных в настоящее время на поверхность.

С середины юры начинается новый – плитный – этап развития территории, и юрские отложения мощностью ~ 800 м с размывом и угловым несогласием залегают на всех более древних породах. Отсутствие в отложениях юры продуктов размыва гранитов свидетельствует о том, что в это время граниты не выходили на поверхность.

В нижней части разреза расположена толща бурых конгломерато-брекчий и песчаников, сменяющаяся толщей алевролитов и аргиллитов. Средняя часть разреза представлена сероцветными ритмично чередующимися гравийниками, дресвяниками, песчаниками, ленточными и кремнистыми аргиллитами. В верхней части разреза преобладают серые и буровато-серые конгломераты с линзами песчаников. Характерны остатки ископаемой флоры. В составе грубой фракции отложений преобладают неокатанные и слабоокатанные обломки, и лишь в верхах разреза возрастает роль окатанного материала. Обломки и гальки представлены, главным образом, триасовыми эффузивами (лавами и туфами) среднего состава. Юрские отложения накапливались в континентальных условиях, в крупных межгорных впадинах. Они практически не дислоцированы, пласты залегают полого, за исключением приразломных участков.

Палеогеновые отложения приурочены к небольшим кайнозойским континентальным впадинам. Они с размывом залегают на триасовых эффузивах и (или) на средне-верхнеюрских осадочных породах и сложены континентальными сероцветными, слаболитифицированными конгломератами, песчаниками (иногда содержащими обуглившиеся растительные остатки) и глинами суммарной мощностью до 50 м. Гальки в конгломератах хорошо окатаны и представлены триасовыми эффузивами среднего и основного состава (85-90%), обломками юрских пород (песчаники, жильный кварц), кварцевыми порфирами. Судя по составу обломков, источниками сноса терригенного материала в палеогене служили участки суши, сложенные триасовыми и юрскими породами. Граниты на дневную поверхность экспонированы не были. Контакты палеогеновых отложений с гранитами не обнажены, но их тектоническая природа не вызывает особых сомнений, принаком чего является торцовое притыкание пластов палеогена к гранитам, реконструируемое по элементам залегания и высотному положению границы осадочного чехла.

Континентальные отложения плиоцена (до 120 м) с размывом и угловым несогласием залегают на породах палеогена, триасовых эффузивах, средне-верхнеюрских гранитоидах. Преобладают красные, красно-бурые и коричневые глины, содержащие примесь дресвы, гравия и щебня. Второстепенную роль играют пески и гравийники, содержащие линзы щебней и галечников. В составе обломков доминирует гранитный материал (вблизи выступов гранитных массивов) и эффузивные породы среднего и основного состава (вблизи выступов эффузивов). Присутствие многочисленных обломков и галек гранитов в составе грубообломочных фаций свидетельствует о появлении и широком развитии гранитных источников сноса в областях денудации.

Верхнечетвертичные отложения перекрывают палеоген-неогеновые отложения, а также фрагментарно развиты на осадочных, эффузивных и интрузивных толщах мезозоя. Они слагают предгорные шлейфы и заполняют отдельные участки впадин. В их строении участвуют делювиально-пролювиальные глыбово-щебнистые или дресвяно-песчаные отложения, озерные осадки (супеси, суглинки, глины, глауберова соль), эоловые пески. В составе обломков доминируют продукты разрушения гранитоидов и триасовых эффузивов.

Анализ строения разреза и состава обломочного материала в мезозойских и кайнозойских отложениях, окружающих Их-Хайрханский массив, показывает, что его эксгумация на дневную поверхность произошла лишь в конце неогена и продолжается на новейшем этапе.

В структурном отношении массив приурочен к субширотному горсту фундамента, но выступает за его разломные ограничения и, судя по данным дешифрирования космоснимков, ограничен дуговыми разломами. Граниты занимают более высокое гипсометрическое положение по отношению к другим породам фундамента — более прочным и устойчивым к денудации метаморфизованным триасовым вулканитам, с превышением в 150—200 м над ними.

Контакты гранитоидов с метавулканитами триаса тектонизированы. В приконтактовой зоне шириной около 70 м наблюдается "переслаивание" тектонических линз и пластин толщиной 1-4 м метаморфизованных (иногда ороговикованных) триасовых риолитов и андезитов с катаклазированными гранитами. Для всех пород в зоне контакта характерна остроугольная щебнистая отдельность. Тектонические пластины и линзы имеют крутое залегание в соответствии с простиранием бортов массива. В пределах этой зоны обильны субсогласные и реже секущие жилы (10-70 см) молочно-белого и серого кварца. Вдоль контактов жил с вмещающими породами и в метаэффузивах отмечены зеркала скольжения, указывающие на смещения со взбросовой кинематикой, что согласуется с морфологией массива и предполагаемым механизмом его эксгумации на постумной стадии.

Контакты гранитоидов с осадочным чехлом во впадинах не обнажены, однако геоморфологическая выраженность гранитов с крутыми уступами вдоль их выходов, наряду с субгоризонтальными залеганиями палеогеновых и плиоценовых отложений [Геология ..., 1977], предполагают тектонический характер контакта или наличие крутой флексуры. Его наклон составляет 45°-70°, что определяется углами наклона уступов и посклоновой матрацевидной отдельности, простирания которой соответствуют овальной форме массива. Величина вертикального смещения вдоль крутых контактов, оцениваемая по разнице высот кровли массива и подошвы мезозойского чехла в прилегающих впадинах, составляет несколько сотен метров.

Помимо граничных дугообразных разломов в теле массива наблюдаются разломы и зоны трешиноватости, также имеющие форму дуги. Зоны разломов выражены относительными понижениями рельефа и представлены полосами крутопадающей линзовидной, веерной (структура "цветка"), тонкоплитчатой ("слайдовой") отдельности (рис. 7б), по плоскостям которой наблюдаются разнонаправленные смещения даек и зеркала скольжения. Эти зоны разделяют массив на линзовидные или ромбовидные блоки размером до



Рис. 7. Массив Их-Хайрхан.

а — эрозионные останцы тектонически дезинтегрированных гранитоидов в виде остроугольных пиков; б — субвертикальная отдельность (слайс-структура); в — посклоновая наклонная отдельность; г — линзовидно-полосчатая пологая отдельность; д — тектонический "окатыш" дезинтегрированного гранита.

нескольких сотен метров в ширину и протяженностью до 2 км. В совокупности эти элементы определяют морфоструктуру кровли массива и его выраженность в рельефе. Крупноблочное строение отражает неравномерность современного воздымания массива и структурно связьано с региональной разломной сетью и с современным региональным полем напряжений.

Внутренняя структура гранитоидов отлична от структуры других пород консолидированного фундамента. Это отличие наиболее контрастно выражено в особенностях дезинтеграции пород на мезоуровне. Граниты разбиты взаимопересекающимися субвертикальными и пологими трещинами. В разных частях массива одна из систем трещин преобладает и определяет возникновение пластинчатой отдельности, которая выражена в форме субпараллельных плит, имеющих преимущественно субвертикальное или пологое слабонаклонное залегание. Структурный анализ трещиноватости, проведенный по результатам замеров в разных частях массива, показывает, что пологие и крутые трещины образуют независимые структурные системы. Они не имеют тенденции к слиянию или к сохранению определенных углов между максимумами на стереограммах [Пржиялговский и др., 2009]. Важную информацию дает изучение отдельности, возникновение которой в значительной степени было предопределено трещинной структурой.

Крутопадающая отдельность (см. рис. 7а, б) выражена в виде протяженных "стен", гребней или субпараллельных плит толщиной 0.5-2 м. Отдельность контролируется системой субвертикальных трещин северо-восточного и меридионального простирания и иногда разбита короткими поперечными трещинами по типу "кирпичной кладки". Ориентировка плитчатой отдельности различна в тектонически обособленных линзовидных блоках, на которые массив разбит разломами. Обычно крутопадающая отдельность согласна с крупными зонами трещиноватости и разломами, разбивающими массив на линзовидные и ромбовидные блоки. В меньшей степени отдельность согласуется с концентрической системой разломов, ограничивающих массив и формирующих его купольно-штоковую структуру. Внутри линзовидных тектонических блоков не наблюдается заметного смещения по трещинам, контролирующим крутую отдельность. По границам же блоков установлены малоамплитудные и разнонаправленные смещения даек и жил и наблюдаются зеркала скольжения. Основные тектонические смещения, очевидно, происходили по крутопадающим разломам, ограничивающим купол.

Наклонно-пологая матрацевидная отдельность (см. рис. 7в, г) наиболее отчетливо проявлена на периферии массива, где она имеет наибольший наклон (до 45°), субпараллельный контакту гранитоидов и осадочного чехла, как бы облекая со всех сторон основной купол и более мелкие выступы гранитоидов. В центральных частях массива пологая отдельность проявлена спорадически, но также наклонена в сторону обрамляющих долин, обычно чуть положе крутизны склонов (15°-30°). Размеры плит достигают нескольких метров в длину и ширину. Толщина пластин изменяется с глубиной от 5–15 см у кровли массива до 30-60 см в основании стенок оврагов и уступов. При глубине эрозии более 15-20 м матрацевидная отдельность сменяется крупноблочными параллелепипедами или округлыми глыбами (см. рис. 7г, д). Тектонические смещения по пологим трещинам отсутствуют, что отмечено по пересечениям трещинами аплитовых даек, но фиксируются смещения при гравитационном соскальзывании плит вниз по склону.

Переработка гранитов Их-Хайрханского массива на микроуровне проявлена слабее, чем в массиве Дзурамтай, но все же весьма заметна. Выделены два этапа постумных деформаций, но выделение это достаточно условно: по всей видимости, они очень близки по времени или проявились почти одновременно.

На раннем этапе происходили процессы пластической деформации и динамической рекристаллизации минеральных зерен, что выражено в текстурных и структурных изменениях пород. Наблюдаются удлинение и мозаичное угасание зерен кварца, неровное, пятнистое угасание полевых шпатов, искривление двойников плагиоклаза, изгиб пластинок биотита. Отмечены структуры рекристаллизации. Кристаллы полевых шпатов приобретают неравномерное угасание и мелкозубчатую форму границ. Крупные зерна кварца разделены на агрегаты более мелких зерен с зубчатыми краями. Конечным продуктом рекристаллизации является мелкокристаллический агрегат новообразованных зерен, по минеральному составу близкий или идентичный исходным гранитам. Подобные микроструктуры являются типичным проявлением процесса динамической рекристаллизации [Passchier et al., 2005], который описан для аплитов и лейкогранитов в зонах катаклаза и милонитизации и экспериментально деформированных кварц-полевошпатовых агрегатов [Tullis et al., 2000]. В гранитах массива Их-Хайрхан рекристаллизация кварца и полевых шпатов с образованием структур "впучивания" на границах зарен и обособления субзерен с различной ориентировкой оптических осей отмечается спорадически.

Для более позднего этапа характерны хрупкие деформации. В частности, на уровне минеральных зерен отмечается высокая плотность микротрещин, что особенно характерно для средне- и крупнокристаллических гранитов и плагиогранитов. Выделено несколько систем микротрещин, проявляющихся в пределах кристаллов и по границам зерен: субпараллельные, слабоизогнутые; прямолинейные ортогональные; диагональные к ортогональной системе; кольцевые или полигональные с дуговыми сегментами. Последние часто наблюдаются в кварцевых зернах, окаймляя их или обособляя их части, впервые они были описаны в [Пржиялговский и др., 2009]. Фрагменты зерен имеют при этом различное погасание, однородное или слабооблачное. Полигональные и дуговые трещины относятся к раздвиговому типу, смещений со сдвиговой составляющей по ним не обнаружено. Некоторые трещины открытые, другие заполнены рудной минерализацией (оксиды железа и марганца) или непрозрачным аморфным веществом. Рентгено-флюоресцентный анализ, выполненный в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН (аналитики Савичев А.Т. и Горькова Н.В.) показал, что это органические соединения с соотношениями углерода к кислороду в интервале 2:1-4:1.

МЕХАНИЗМЫ ЭНДОГЕННОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Среди факторов, которые относят к эндогенным [Общая ..., 2006] и которые ответственны за дезинтеграцию гранитов, указываются: автометасоматоз; контракционная усадка; тектоно-кессонный эффект; гидротермально-пневматолитовые процессы; тектоническая переработка [Арешев и др., 1997; Иванов и др., 2007; Изотов и др., 2003; Коробов и др., 2005; Леонов, 2008; Лобанов и др., 1991; Осипов, 1974, 1982; Павлов, 1992; Поспелов, 2005; Ситдикова, Изотов, 2002; Тихомиров, 1983; Chigira, 2001; Cloos, 1929,1936; Eberhardt et al., 1999; Kowallis, Wang, 1983]. На основе неречисленных публикаций и изложенного выше материала попробуем оценить значение перечисленных факторов в образовании современной структуры Дзурамтайского и Их-Хайрханского гранитных массивов.

Автометасоматоз развит во всех типах гранитоидов независимо от глубины их нахождения. Он не приводит к существенной дезинтеграции и увеличению пористости, однако способствует разрыхлению пород, облегчая ход их последующей переработки. Гидротермально-пневматолитовые процессы действуют на конечной стадии становления интрузивных массивов, во время последующего их остывания, на этапах тектонической активизации. Циркулирующие флюиды растворяют минеральные индивиды и сообщества, приводят к формированию рыхлых агрегатов, обладающих пористостью, увеличивают пустотность пород при гидроразрывах. Контракционная усадка связана с двумя явлениями. Во-первых, происходит остывание массива, что по разным оценкам приводит к уменьшению объема остывающего тела от 1% до до 8-9 % от первоначального. Во-вторых, за счет вариаций степени термоусадки различных породных составляющих возникает трещиноватость и "контракционная пустотность", которая оценивается от 2-3% до 8% от объема остывающего массива. Тектонокессонный эффект проявляется в остывающих или в уже остывших породах при их переходе из области высокого литостатического давления в области с более низкими его значениями, что приводит к увеличению объема и растрескиванию.

Некоторые из перечисленных процессов проявляются, главным образом, на стадии остывания массива и до его вхождения в состав консолидированного слоя земной коры. На постумной, относительно холодной стадии, такие процессы как автометасоматоз, контракционная усадка, пневматолитовые процессы или не проявляются вовсе, или проявляются в крайне ослабленном виде. Исключением являются лишь зоны с активным воздействием гидротерм, где интенсивность гидротермально-пневматолитовых процессов может быть значительной [Лобанов и др., 1991]. Исходя из общих соображений, можно полагать, что эти процессы в той или иной мере способствовали структурно-вещественной переработке гранитных массивов.

Тем не менее, контракционная усадка и особенно тектоно-кессонный эффект могут влиять на постумные структурные преобразования, так как разница температуры кристаллизации и холодного гранита весьма существенна, а разница в уровне залегания кровли интрузии после внедрения и ее современного уровня, судя по мощности первично перекрывающих осадков и современного высотного положения, не менее 5–7 км. Это соответствует перепаду давления в $\approx 2-2.5$ кбар, что при коэффициенте прочности гранита на растяжение около 100 МПа (≈ 1 кбар), вполне достаточно для его разрушения.

Контракция и тектоно-кессонный эффект противоположны по направленности изменения объема породы, но приводят к сходному результату — возникновению внутренней структурной делимости и дезинтеграции изначально монолитного массива. Разделить эти два явления или определить вклад того или иного в современную структуру изученных объектов пока не представляется возможным.

Структуры, отражающие совокупное действие этих двух механизмов, можно разделить на несколько масштабных уровней: 1) мегауровень (<10 км): масштаб обзорных карт, региональных коровых структур, разломных зон и т.п.; 2) макроуровень (10 км –100 м): детальные карты и АФС (форма локальных тел, морфоструктура, лиейные и объемные структуры и их сообщества, крупные блоки и пр.); 3) мезоуровень (100 м – 1 см): обнажения и фото (трещиноватость, отдельность, кусковатость от глыб до щебня, зеркала скольжения, зоны катаклаза, брекчирования; 4) микроуровень (>1см): шлиф, микрофотография (структурно-вещественные характеристики на уровне минеральных зерен и их сообществ).

<u>Макроуровень</u>. Дезинтеграция представлена системами крутых и пологих трещин и крупноплитчатой отдельностью. Вертикальная и наклонная прибортовая трещиноватость и отдельность имеют дугообразную форму, следующую контурам массива. Пологая плитчатая отдельность, что установлено для Их-Хайрханского массива, согласуется с обобщенной поверхностью современного рельефа. Характерными отдельностями пород являются глыбово-блоковая, в виде параллелепипедов, матрацевидная, шаровая.

<u>Мезоуровень</u>. Структуры мезомасштаба развиты по всему объему массива и представлены взаимно пересекающимися трещинами, определяющими дезинтеграцию пород на блоки и глыбы, брекчирование, катаклаз. Пологие и крутые трещины образуют независимые системы. [Пржиялговский и др., 2009]. На мезоуровне проявляется неоднородность интенсивности переработки и отсутствует четкая пространственная упорядоченность структурного плана, иногда преобладает хаотическое внутреннее строение.

Микроуровень. Выражен прежде всего в распадении пород на составляющие и приобретении ими облика дресвяников, микробрекчий, каткалазитов, а также в микротрещиноватости, раздроблении и рекристаллизации кристаллов и зерен минералов. Характер дезинтеграции гранитов обусловлен спецификой их структуры и минерального состава. Гипидиоморфная структура, при которой зерна составляющих породу минералов близки по форме и размеру, определяет изначальную грануляцию породы и является предпосылкой дальнейшей ее дезинтеграции. Кварц и полевые шпаты составляют 90-95% (а в лейкогранитах до 99%) объема в сопоставимых пропорциях, они контактируют друг с другом и заметно различаются по физическим свойствам. Этой особенностью гранитов (лейкогранитов, граносиенитов) обусловлена их дезинтеграция. Величина объемного теплового расширения кварца и полевых шпатов при нагревании от 20° до 600°С (и величина усадки при остывании) составляют соответственно 4.54 и 1.00-1.19 [Справочник ..., 1966], то есть различаются более чем в 4 раза. Поэтому контракционная усадка неизбежно должна проявляться на микроуровне в виде межзерновых трещин или накопления соответствующих напряжений, которые в некоторой степени релаксируются при уменьшении литостатической нагрузки. При этом декомпрессия не вызывает ощутимых изменений объема интрузивных пород в связи с незначительной величиной их сжимаемости по сравнению с тепловым расширением [Справочник ..., 1966]. В зависимости от соотношения температуры и скорости эксгумации процесс дезинтеграции может проявляться либо в формировании полигональных или сферических (вокруг зерен кварца) трещин, либо путем динамической рекристаллизации на границах минеральных зерен с различной плотностью дислокаций кристаллической решетки, которая приводит к уменьшению размерности зерен и сопровождается микробрекчированием пород.

Таким образом, можно видеть, что в гранитах Дзурамтайского и Их-Хайрхакоского массивов присутствует набор структур дезинтеграции, которые, вероятно, связаны с прототектоникой – релаксацией напряжений при остывании интрузий и их подъеме в более высокие горизонты земной коры, снятии вышележащей нагрузки [Общая ..., 2006; Пржиялговский и др., 2009; Пономарев, 2008; Тихомиров, 1983; Chigira, 2001; Cloos, 1929, 1936; Kowallis, Wang, 1983; Chigira, 2001; Eberhardt et al., 1999].

Однако многие признаки указывают и на иные причины возникновения кластической структуры гранитов: удивительно хорошая сохранность "самой древней" делимости и ее явное подновление; отсутствие приуроченности постмагматических гидротермально-пневматолитовых процессов к пологим трещинам; пересечение трещинами и разрывами "поздних" даек основного состава и смещение их фрагментов. Экспериментальные данные также показывают, что развитие трещин, облекающих гранитный купол, не может происходить на глубинах более 3 км в связи с компенсацией условий растяжения литостатической нагрузкой [Белов, 1982, 1993], а изначально, как было сказано выше, граниты находились на большей глубине.

Тектонический фактор. Многие признаки постумной структурно-вещественной переработки гранитов Дзарумтайского и Их-Хайрханского массивов, описанные выше, свидетельствуют о ведущей роли в этом процессе фактора тектонического (прототектоника и постумная тектоника). В частности, возникновение повышенной трещинно-блоковой делимости и связанного с ней дилатансионного эффекта, помимо прочих, контролируется тектоническим фактором [Арешев и др., 1997; Запивалов и др., 1996; Изотов и др., 1967; Мартынова, 2002; Ситдикова, Изотов, 2002; Dien Phan Ttung, 1994 и др.].

Основные признаки того, что за структурную переработку гранитов ответственны тектонические процессы, следующие: линзовидно-блоковое и плитчато-блоковое строение массивов с различным проявлением дезинтеграции (трещиноватые, катаклазированные и обломочные глыбово-щебнистые породы); присутствие на поверхности массива под покровом осадочного чехла плащеобразной дресвяно-песчаной толщи тектонокластитов, состоящей из продуктов разрушения гранитоидов и включений пород вышележащего осадочного чехла; наличие вертикальной или посклоновой отдельности, специфических веерных или слайсструктур; фрагментация даек, жил и других интрузивных тел с признаками смещения; присутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмещающих пород фундамента или осадочного чехла; деформация даек и жил: будинаж, разрыв, изгибание; присутствие в гранитоидах фрагментов пород фундамента без признаков контактовых изменений; трещиноватость, катаклаз, грануляция, изгибание, дробление, перетирание пород; дезинтеграция различного типа и размерности (мегаглыбовая, плитчатая, ромбовидная, глыбовая, щебнистая, дресвяная, песчаная); наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах; микроструктурные изменения кварца (мозаичное угасание, мелкополигональная, брусковоблочная, удлиненно-ориентированная и полосчатая микроструктуры), перекристаллизация мелких зерен и появление их микроагрегатов иногда с однонаправленной ориентировкой зерен; интенсивная грануляция пород и минеральных зерен с образованием угловатых и местами полукруглых

кластов; динамическая рекристаллизация; деформация минеральных зерен (изгибание пластинок слюд, обдавливание зерен, наличие зубчатых ограничений); наличие глыбовых, щебнистых, дресвяно-песчаных кластитов с хаотичным распределением обломков; объемный характер деформаций, захватывающий массив на всю наблюдаемую глубину (до 300 метров); тектонические и "прогрессивные" контакты с обрамлением массивов; преимущественно субвертикальная или веерообразная ориентация внутренних структурных элементов; складчатая деформация домезозойской поверхностей выравнивания; высотное положение массивов (самое высокое при общей раздробленности и рыхлости пород); тектонические подвижки по сместителям, параллельным контакту с осадочным чехлом, фиксируемые структурами будинажа компетентных прослоев в базальных горизонтах чехла, зеркалами скольжения в гранитах.

МЕХАНИЗМ ЭКСГУМАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

Комплекс перечисленных выше признаков неоспоримо указывает на тектонический фактор как один из основных факторов формирования гранитных кластитов, и они могут быть отнесены к типу тектонических микститов (α-микститов) [Леонов, 1981]. Но возникает вопрос, какой же механизм ответственен за становление гранитных катаклазированных массивов.

Механизмы эксгумации кристаллических пород консолидированной коры детально рассмотрены во многих публикациях [Кинг, 1967; Лишневский и др., 1976; Сваричевская, Скублова, 1973; Фуз, 1976; Bradschaw et al., 1993; Colliston, 1990 и др.], а также в работах авторов этой статьи [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2008]. Но для лучшего понимания рассматриваемых вопросов, кратко суммируем основные положения этой общей проблемы.

Объемная (3D) дезинтеграция пород "холодного" кристаллического фундамента (в том числе и гранитов) за счет тектонических процессов хорошо известна [Бероуш, 1991; Леонов, 1974, 1991; 2008; Леонов и др., 2008; Лобанов и др., 1991; Мартынова, 2002; Миколайчук и др., 2003; Осипов, 1974; Пипин, 1973; Пржиялговский и др., 2011; Пучков, 1968; Сваричевская, Скублова, 1973; Фуз, 1976; Bradschaw et al., 1993; Colliston, 1990; Dien Phan Ttung, 1994; Kizaki, 1972; Masconat et al., 1993; Pham Anh Tuan et al., 1994; Ribeiro, 1970; Wise, 1964]⁴. Выражена 3D деформация на всех масштабных уровнях (от "мега" до "микро") и осуществляется за счет различных механизмов: брекчирования, катаклаза минеральных зерен,

кливажа, образования слайс-структур и структур "веера", меланжирования и др.

Реализация этих механизмов приводит к дезинтеграции пород, потере внутренней связности и возникновению гранулярной структуры, что, в свою очередь, способствует уменьшению вязкости пород и возрастанию пластичности, дилатансии, возникновению объемной подвижности, их реидную деформацию⁵ [Леонов, Эпштейн, 2011; Carey, 1954; Yaeger, Nagel, 1996]. В гранитах 3D деформация связана с их хрупко-пластическим и катакластическим течением. Она сопровождается диспергацией и автодиспергацией вещества [Поспелов, 1972], механическим дроблением, перекристаллизацией, грануляцией, "вскипанием" дислокаций, размножением и укрупнением пор; возникают системы микротрещин и автобрекчирование. При наложении на литостатическую нагрузку ориентированного давления, обеспечивающего пластическую деформацию, происходит увеличение объема вещества, которое может достигать 20% от первоначального [Поспелов, 1972].

Одним из следствий перечисленных явлений и процессов является понижение вязкости (увеличение текучести) пород. Начинает действовать механизм вязкостной инверсии [Паталаха, 1971], что приводит к пространственному перераспределению горных масс: выжиманию "текучих" тел в направлении меньшего литостатического давления, т.е. обычно к дневной поверхности. Поднимающиеся массы внедряются в верхние горизонты коры, образуя кристаллические протрузии [Книппер, 1969; Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Макаров, 1975; Паталаха, 1971; Пржиялговский и др., 2011; Vita-Finzi, 2009].

На основании перечисленных выше работ, а также [Леонов, 2008; 2011] можно констатировать следующее: 1) постумная структурно-тектоническая переработки гранитов выражена в их объемной дезинтеграции во всех формах ее проявления; 2) механизмом подвижности дезинтегрированнных гранитов является реидная деформация, включающая пластическое, вязко-пластическое, катакластическое и другие виды течения твердых тел; 3) морфоструктурное выражение этих процессов - образование кристаллических протру-

⁴ Более полную библиографию см. [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008].

⁵ Понятие "реидная деформация" (от греческого "ре́ос" – течение, поток) было введено С. Кери и Л. Кингом [Кинг, 1967; Carey, 1954] для обозначения совокупности механизмов деформации течения твердых тел, которые затем, уже в твердом состоянии были выдвинуты (выжаты) в вышеле-жащие слои в результате "шоков земной коры и тектопического внедрения [Геологический ..., 1973].

⁶ Термин "протрузия" введен Ч. Лайелем для обозначения первично интрузивных тел, которые затем, уже в твердом состоянии, были выдвинуты (выжаты) в вышележащие слои в результате "шоков земной коры" и тектонического внедрения [Геологический ..., 1973].

ПОЛИГЕННОСТЬ ГРАНИТНЫХ КЛАСТИТОВ

Генетический тип гранитных кластитов. Особенности строения и преобразования

Экзогенная дезинтеграция	Тектоническая лезинтеграция
гранитоидов:	гранитоидов:
 приуроченность к корам химического и физического выветривания; наличие элюви- ального профиля с трещинной, глыбовой и дресвяно-щебнистой зонами; положение в нижней части кор химического выветрива- ния; признаки воздействия климатического, гидрогеологического, временного, петрогра- фического факторов, выраженные в характе- ре залегания, составе и строении вторичных преобразований пород и минералов; состав новообразованных пород (бокситы, каолиниты) и минеральных фаз (гидрослю- ды, смектиты, псевдоморфозы гиббсита по кварцу, и др.), отражающий гидратацию си- ликатов и синтез глинистых минералов; форма, особенности морфологии и взаи- моотношения обломков пород, минеральных фаз и зерен: разбухание слюд, серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль тре- щин спайности, обособление зерен кварца и полевых шпатов по краям зерен и вдоль тре- щин спайности, обособление зерен кварца и полевых шпатов, наличие макро- и микро- трещин в породах и минеральных зернах; за- полнение трещинного пространства мелков- земом и глинистой фракцией, многоугольная форма и четкое ограничение элювиальных останцов и кластов; присутствие преимущественно глыбово- щебнистых и песчано-дресвяных обломков; преобладание в продуктах ближнего пере- мыва (делювии) грубообломочных (глыбово- щебнистых или дресвяно-щебнистых) пород с неокатанными обломками; незначительная (от первых метров до не- скольких десятков метров) мощность: до 15- 20 м в корах физического выветривания, до 	гранитоидов: гранитоидов: роченность к протрузиям гранитоидов; овидно-блоковое строение массива с различным проявле- езинтеграции (трещиноватые, катаклазированные и обло- е глыбово-шебнистые породы); утствие на поверхности массива под покровом осадочного лащеобразной дресвяно-песчаной толщи тектонокласти- стоящей из продуктов тектонического разрушения грани- и включений пород вышележащего осадочного чехла; чие вертикальной или посклоновой отдельности, веерных айдовых структур; ментация даек, жил и других интрузивных тел с признака- щения; сутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмеща- пород фундамента или осадочного чехла; иноватость, катаклаз, грануляция, дробление, местами пе- ние пород с возникновением обломков; ичные формы дезинтеграции (мегаглыбовая, плитчатая, зидная, глыбовая, шебнистая, дресвяная, песчаная); чие макро- и микротрещина газово-жидких включений; структурные изменения кварца (мозаичное угасание, мел- пональная, брусково-блочная, удлиненно-ориентирован- колосчатая микроструктуры), перекристаллизация мелких сварца и их укрупнение, местами с однонаправленной ори- овкой зерен; нсивная грануляция пород и минеральных зерен с образо- и угловатых, местами полукруглых кластов; ормация минеральных зерен (изгибание пластинок слюд, ивание зерен, наличие зубчатых ограничений); чие глыбово-щебнистых или дресвяно-песчаных класти- аотичным распределением обломков;
20 м в корах физического выветривания, до 10 в с ха 50–100 м в корах химического выветривания. – болы	шая мощность – до сотен и первых тысяч метров.
50-100 м в корах химического выветривания. – облы	шая мощность – до сотен и первых тысяч метров.
ческое выветривание гравитация	ческие факторы. прототектоника (декомпрессия, термо-
ческое выветривание, гравитация. усадка)), постумная ооъемная хрупко-пластическая деформация.

зий, сложенных дезинтегрированными породными массами.

Приведенный выше материал свидетельствует, что именно протрузивный механизм стимулирует подъем катаклазированных гранитов Дзурамтайского и Их-Хайрханского массивов в верхние горизонты земной коры и их эксгумацию на дневную поверхность. Подтверждает этот вывод и морфоструктура массивов. При интенсивной раздробленности и рыхлости слагающих массивы пород они образуют наиболее приподнятые участки современного рельефа, прорывая и деформируя при этом отложения чехольного комплекса.

Эксгумация и дальнейшее орогеническое воздымание гранитных массивов, опережающее по

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2

скорости их денудацию, четко фиксируются лишь в позднем эоцене - квартере, так как именно в отложениях этого возраста впервые в массовом количестве появляется обломочный гранитный материал. Однако нельзя исключить и того варианта, что дезинтегрированные граниты могли выходить на дневную поверхность и ранее, но наряду с окружающими породами не подвергаться интенсивной денудации в периоды относительного тектонического покоя. Это предположение вряд ли приемлемо для Их-Хайрханского участка, однако для Дзурамтайского массива такой сценарий весьма вероятен, хотя данное мнение разделяется не всеми авторами статьи. В Южной Монголии триасовые отложения отсутствуют, и к началу ранней юры сформировалась поверхность выравнивания, на которой в условиях

нарастающей гумидности климата спорадически формировалась маломощная кора выветривания, представленная кварц-каолиновым панцирем (об этом мы говорили выше). На рассмотренном участке отложения дзурамтайской (J₁₋₂) свиты накапливались непосредственно на палеозойском фундаменте, включающем находящиеся на поверхности дезинтегрированные граниты. Отсутствие галек гранитов в мезозойских отложениях чехла может объясняться низкими скоростями денудации массивов и высокой степенью их предшествующей дезинтеграции, при которых в области аккумуляции поступал аркозовый материал только пелитовой и псаммитовой размерности. Тектоническая активизация в конце кайнозоя инициировала реидную подвижность дезинтегрированных гранитов, опережающее воздымание массива относительно окружающих образований, деформацию его кровли и вышележащих отложений чехла.

Формирование приконтактовой пачки тектонокластитов, отличающихся от обычных кор выветривания, было растянуто во времени и связано с предъюрской дезинтеграцией пород (эндогенной и экзогенной), минеральной переработкой на контакте с химически агрессивными углеродистыми отложениями чехла, катаклазом собственно протрузивной стадии.

Подъем массивов на орогенной стадии осуществляется очень быстро: первые признаки выходов гранитов на поверхность фиксируются лишь в позднем неогене — квартере, а в настоящее время массивы имеют, несмотря на довольно интенсивную денудацию, абсолютные отметки более 2—2.5 км. Это было бы невозможно без некой тектонической причины, каковой, судя по изложенным фактам и литературным данным, является вязкостная инверсия, приводящая к образованию протрузии.

Однако, если в Дзурамтайском массиве черты протрузии выражены чрезвычайно отчетливо, то в Их-Хайрханском они менее определенны. Можно полагать, что в последнем случае, в связи с крупноблочным характером внутренней дезинтеграции гранитов реидность проявлена на более высоком масштабном уровне (гранитного массива в целом). Кроме того весьма вероятна роль общего "коробления" и пликативной деформации поверхности фундамента в условиях регионального поля напряжений. Структуры дезинтеграции собственно протрузивного этапа, возникшие в процессе квазипластического течения, лучше проявлены в бортовых зонах Дзурамтайского массива. К ним относится фрагментация гранитов на линзовидные и округлые глыбы, на границах которых дезинтеграция на уровне минеральных зерен и микродеформации пород максимальны, вплоть до образования брекчированных разностей - тектономикститов. Для Их-Хайрханского массива квазипластическая эксгумация носила крупноблочный характер, и к структурам протрузивного этапа можно отнести линзовидные блоки, по границам которых фиксируются относительные подвижки. Аналогичные линзовидные структуры – ромбоэдры – отмечаются в других исследованных гранитоидных протрузиях [Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2011], и именно их размерность определяет масштабный уровень, на котором реализуется квазипластическое течение. Таким образом, можно констатировать, что в образовании структуры грани-Дзурамтайского и Их-Хайрханского тоилов массивов принимали участие различные эндогенные процессы, но основным процессом, ответственным за образование тектонических микститов, был тектонический.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные данные свидетельствуют о существенно различных формах дезинтеграции гранитных массивов в эндогенных и экзогенных условиях, что проявляется на всех масштабных уровнях и при разной интенсивности этого процесса, вплоть до формирования кластогенных пород. Были рассмотрены гранитные кластиты экзогенного и эндогенного происхождения и показано, что они имеют много общих черт (конвергенция признаков), которые затрудняют идентификацию их генензиса. Но, несмотря на значительное сходство, гранитные кластиты обладают и чертами различия, позволяющими проводить их разграничение. Суммируя фактический материал, рассмотренный в данной статье, и литературные данные, приведем перечень характерных признаков гранитных кластитов экзогенного и эндогенного происхождения, который для удобства восприятия и сравнения приведен в табличной форме (таблица).

Вместе с тем следует отметить, что определение генезиса кластических тел гранитного состава в некоторых случаях осложняется еще и тем, что выведенные на земную поверхность массивы тектонически дезинтегрированных гранитоидов подвергаются гипергенным преобразованиям, а отложения кор выветривания вовлекаются в тектоническую переработку. Этот вопрос является предметом специального рассмотрения и будет освещен во втором сообщениии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 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 фундамент Зондского шельфа. М.: Изд-во "Нефть и газ", 1997. 288 с.

Афанасьев А.П. Гидрослюдистая кора выветривания // Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976. С. 88–96.

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.

Бардошии Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с. *Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.

Белов С.В. Анализ полей напряжений при образовании постмагматических трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива // Изв. АН СССР. Серия геол. 1982. № 1. С. 101–111.

Белов С.В. Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля // Геотектоника. 1993. № 2. С. 64–72.

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

Бардошии Д. Карстовые бокситы М.: Мир. 1981. 454 с.

Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов // Ли-тология и полез. ископаемые. 2009. № 2. С. 169–192.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.

Бокситоносность главных тектонических структур. М.: Наука, 1988. 246 с.

Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К. Плиоценэоплейстоценовое почвообразование на Байкале // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 20–28.

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

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

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

Глазовская М.А. Почвы мира. География почв. М.: Издво МГУ, 1973. 423 с.

Градусов Б.П. Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 5. С 1164–1167.

Дамдинжав Б., Дэлгэрсайхан А., Бадамгарав Ж. Геологическая карта Монголии. Масштаб 1 : 200000. Лист К-48-VIII. Улан-Батор, 1999.

Добровольский В.В. Гипергенез и коры выветривания. Избранные труды. Т. І /Под. ред. Касимова Н.С. М.: Научный мир, 2007. 508 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

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

Журавлев Е.Г. Залежи нефти и газа в корах выветривания фундамента осадочных бассейнов // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 329–334.

Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978. 255 с.

Запивалов Н.П., Абросимова О.О., Рыжкова С.П. Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенно-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1

сти прогнозирования и поисков залежей нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1996. № 8–9. С. 5–9.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г. и др. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. Сиб-НИИ ГГ, 2007. С. 49–56.

Изучение и картирование зон гипергенеза / Под ред. Михайлова Б.М.. СПб.: Недра, 1995. 189 с.

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

Кашик С.А., Карпов И.К. Основные проблемы физикохимической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания // Кора выветривания и гипергенное рудообразоваие. М.: Наука, 1977. С. 87–99.

Кине Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с. Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. 188 с.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-западного Прионежья (карельский массив) // Рос. журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцитопесчаниках иотнийских толщ Прионежья // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 3. С. 675–678.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Ша-имского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3–9.

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.

Кухтиков М.М. Позднепалеозойские олистостромы Южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 5. С. 25–33.

Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н. Древний элювий гранитоидного состава Каратегинского хребта // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. № 5. С. 333–335.

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 про-

2014

цессе 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., Эпштейн О.Г. Гляциотектоника и механика гранулированных сред // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. Апатиты, СПб. : Изд-во ИГ КНЦ РАН, 2011. С. 37–40.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.

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.

Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–100.

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. Угле-

водородные 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. № 2. С. 1–21.

Макаров В.Н. Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 60–67.

Матвеев Ю.Д. Динамика выветривания осадочных пород. М.: Наука, 1972. 86 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.

Миколайчук А.В., Собел Э., Губаренко М.В., Лобан-ченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тянь-шаньского орогена // Известия НАН КР. 2003. № 4. С.50–58.

Михайлов Б.М. Роль эндогенных факторов в формировании минерагении сферы гипергенеза // Проблемы осадочной геологии. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 16–17.

Михайлов Б.М. Гипергенная стадия литогенеза и ее металлогения // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000. С.39–42.

Мурхауз В. Практическая петрография М.: ИЛ, 1973. 479 с.

Монгольская народная республика. Национальный атлас. Улан-Батор, М.: Изд-во Государственного управления геодезии и картографии государственного строительства МНР и Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1990. 144 с.

Никитина А.П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА // Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 102–104.

Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимическая зональность формировании профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 89 с.

Общая геология. Т 1 / Под ред. Соколовского А.К. М.: Изд-во "КДУ", 2006. Т. 1. 464 с.

Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.

Осипов М.А. Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 223 с.

Павлов Н.Д. Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.

Пастухова М.В., Калюжная С.Н. Михайликова В.И. Поведение кварца в латеритных корах выветривания // Крупномасштабное и локальное прогнозирования месторождений алюминиевого сырья. М.: ВИМС, 1986. С. 146–173.

Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–21.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астерия-2000, 1999. 763 с.

Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. // Труды ГИН АН СССР. Сер. Петрография. Вып. 95. М.: Наука. 1948. С. 1-193.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

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

Полынов Б.Б. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 233 с.

Поспелов В.В. Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / Под ред. Гаврилова В.П. М.: Изд-во "Нефть и газ", 2005. С. 175– 186.

Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

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. Вып. 7. Т. 2. 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. Вып. 8. 1968. С. 50–55.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.

Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 231 с.

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

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.

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

Слукин А.Д. Латеритные бокситы Индии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983а. С. 27–32.

Слукин А.Д. Латеритные бокситы Австралии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983б. С. 32–38.

Слукин А.Д. Бокситы Бразилии Индии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983в. С. 38–40.

Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 125 с.

Справочник физических констант горных пород / Под ред. Кларка С. М.: Мир, 1966. 545 с.

Тихомиров В.Г. Трещины гранитоидных массивов и их происхождение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 35-42.

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.

Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.

Цеховский Ю.Г. Литогенез в зонах активизации тектонического режима // Осадочные бассейны: методика

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1

изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 245-266.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшафты и геодинамика эпох формирования кор выветривания (на примере раннего кайнозоя Евразии) // Геология и разведка. 2002. № 3. С. 23–38.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003а. Т. 78. Вып. 1. С. 3–15.

Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 2. Пиренейская эпоха и ее сравнение с Ларамийской // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 20036. Т. 78. Вып. 2. С. 13–21.

Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В., Япаскурт О.В. Роль экзогенных и эндогенных процессов в формировании бокситов // Известия Секции наук о Земле РАЕН. 2008. Вып. 16. С. 65–82.

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.

Цеховский Ю.Г., Щербакова Т.Ф., Никитин А.В. и др. Тектоническая дезинтеграция и окремнение пород в гранитной протрузии массива Тобхор (Западное Забайкалье) // Бюлп. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 4. С. 8–19.

Черняховский А.Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии // Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений. М.: Наука. 1965. С. 65–81.

Черняховский А.Г. Элювий и продукты его переотложения // Труды ГИН АН СССР. Вып. 249. М.: Наука, 1966, 177 с.

Черняховский А.Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания // Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1968. С. 18–28.

Щерба И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 97–108.

Яре Л.А. Инженерно-геологическое изучение процесса выветривания. М.: Недра, 1987. 235 с.

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

Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geol. Rundsch. 1967. V. 56. № 2. P. 567–596.

Carey S.W. The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. V. 1. P. 67–117.

Chigira M. Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan // Engineering Geology. 2001. V. 59. P. 219–231.

Cloos H. Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Scholltn und Plutontn // Geol. Rundschau. 1929. T. XX. Heft 1. P. 66.

2014

Cloos H. Pluton und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen // XVI Congres geol. intern. № I. Washington, 1936. 235 p.

Colliston W.P. A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. V. 171. № 1/4. P. 115–118.

Dien Phan Trung. Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam // AAPG Intern. Conf. and Exib., Southeast Asian Basins. Kuala Lumpur, 1994. P. 38.

Eberhardt E., Steadb D., Stimpson B. Quantifying progressive pre-peak brittle fracture damage in rock during uniaxial compression // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1999. № 36. P. 361–380.

Gaciansky P.-C. Le problem des «cóloured mtlanges» à propos de formation chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie) // Rev. géogr. phys. et geol. dyn. 1973. V. 15. Fasc. 5. P. 555–556.

Kizaki K. Configuration of migmatit dome cjmparative tectonics of migmatite in the Hidaka metamorphic belt // J. Fac. Sci. Hok. Univ. Ser. IV. 1972 .V. 15. 1972. № 1–2. P. 157–172.

Kowallis B.J., Wang H.F. Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH-3 // Journal of Geophysical Research. 1983. № 88. P. 7373–7380.

Masconat G., Guerine G., Retail, P. et al. Oil recovery through a horizontal Well in the fractured Granitic basement // AAPG Bull. V. 77/9. 1993. 155 p.

Pham Anh Tuan, Martynsev O.E., Tran Le Dong. Evolution of fracture aperture and wettability, capillary properties of oil-bearing fractured granite // Intern. Symp. Of the Soc. Of Core Analysts. Snavanger, Norway. Proceedings. 1994. P. 109–199.

Ribeiro A. Position structurale des Massifs de Morais et Bragança, Trás-os-Montes // Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal. 1970. T. 44. Lisboa. P. 115–138.

Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

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

Wise D.U. Microjointing in basement, Middle Rocky Montana and Wyoming // Geol. Soc. Am. Bull. 1964. V. 75. P. 287–306.