

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ В ПРОТРУЗИЯХ ДЗУРАМТАЙ И ТОБХОР (МОНГОЛИЯ И ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2012 г. Ю. Г. Цеховский, Т. Ф. Щербакова, А. В. Полещук

Геологический институт РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7
E-mails: tsekhovsky@mail.ru, tomfed@ilran.ru

Поступила в редакцию 30.03.2011 г.

Статья посвящена рассмотрению особенностей структурно-вещественных преобразований в протрузиях гранитоидов массивов Дзурамтай (Южная Монголия) и Тобхор (Западное Забайкалье). Эти преобразования способствовали тектонической дезинтеграции пород и возникновению тектонокластитов, которые ошибочно относят к осадочным породам. Выявлены признаки, позволяющие отличать тектонокластиты от осадочных пород. Установлено, что главными причинами, приводящими к различным проявлениям процессов тектонической дезинтеграции гранитоидов, являлись неоднородность состава, структур и физико-механических свойств пород, представленных гранитами (в массиве Дзурамтай) и сиенитами или кварцевыми сиенитами (в массиве Тобхор). Кроме того, преобразования гранитоидов контролировались различными величинами напряжений и возникновением стрессовых деформаций в породах при протыкании куполом протрузии осадочного чехла различной мощности. Охарактеризованы изменения продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов наложенными процессами (инфильтрационными водами, гидротермами и поверхностным выветриванием), усиливающими дезинтеграцию пород или, напротив, приводящими к их литификации. Установлено локальное проявление процессов каолинизации подземными водами продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов в протрузии массива Дзурамтай и возникновение здесь кварц-каолиновых тектонокластитов (которые могут ошибочно приниматься за переотложенные коры выветривания); приведены признаки позволяющие идентифицировать эти генетически различные образования.

Ключевые слова: *протрузии гранитоидов, тектоническая дезинтеграция, деформация зерен, псевдоосадочные обломочные породы (тектонокластиты), вторичные преобразования инфильтрационными водами, гидротермами и поверхностным выветриванием.*

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что гранитоиды после их кристаллизации и остывания в процессе формирования протрузий испытывают структурно-вещественные преобразования [7, 8, 18 и др.]. При этом происходит дезинтеграция пород, они разрыхляются, становятся пористыми, водопроницаемыми и в случае залегания под покровом осадочного чехла могут аккумулировать скопления нефти или газа, а также являться хранилищами пресных вод. Авторами статьи при проведении исследований массивов Дзурамтай в Южной Монголии и Тобхор в Западном Забайкалье впервые установлено многообразие форм макро- и микропреобразований гранитоидов, слагающих протрузии в этих массивах, что приводит не только к дезинтеграции пород, но и к литификации. При этом рассматриваются причины, вызывающие различную направленность процессов преобразований гранитоидов в обоих массивах.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОТРУЗИЙ ГРАНИТОИДОВ

Гранитная протрузия Дзурамтай расположена в пределах одноименного горного мас-

сива на территории Южной Монголии (рис. 1). Он приурочен к протяженной полосе сдвигово-сбросовых деформаций. В строении массива участвуют силурийско-нижнедевонские и нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы, которые прорваны гранитами, имеющими средне-позднекаменноугольный возраст. Граниты с дайками аплитов обычно сильно дезинтегрированы. Они развиты в северо-восточной части горного массива, а также в прилегающем прибортовом участке Цагангольской впадины, где погружаются под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол (рис. 1). Последний сложен среднеюрскими, меловыми и четвертичными континентальными моласовыми отложениями, достигающими суммарной мощности 1400 м. Подробная характеристика строения массива, а также перекрывающих его осадочных толщ содержится в публикациях [12, 19].

На контакте дезинтегрированных гранитоидов и юрских углистых глин отмечается толща аркозовых дресвяно-песчаных пород переменной мощности (от 3–5 м до 10–20 м), которую обычно относят к базальному горизонту мезозойского осадочного чехла. Исследованиями последних лет было установлено тектоническое происхождение этой толщи (именуемой тектонокластитам) в процессе фор-



Рис. 1. Местоположения изученных массивов гранитоидов, а также схематическое строение приконтактной зоны гранитной протрузии Дзурамтай и перекрывающего мезозойско-кайнозойского осадочного чехла в прибортовой части Цагангольской впадины.

1 – дезинтегрированные гранитоиды; 2 – дайки аплитов; 3–4 – нижне-среднеюрские отложения дзурамтайской свиты (угленосной молассы); 3 – углистые глины и алевролиты с линзами углей, 4 – конгломераты с пачками алевролитов и глин, местами углистых; 5 – верхнеюрские и меловые терригенные отложения красноцветной молассы, без расчленения; 6 – четвертичные конгломераты, брекчии; 7 – псевдоосадочные кластиты; 8 – механическая смесь кластитов и углистых глин; 9 – линия разлома; 10 – границы протрузивных смещений пород.

мирования гранитной протрузии [18, 19]. В нижней части толща представлена неслоистыми и несортированными дресвяно-песчаными продуктами механического разрушения дезинтегрированных гранитов. А в верхней ее пачке эти продукты содержат включения (в виде пятен или линзы) вышележащих юрских глин. Местами в породах проявляется тонкая горизонтальная отдельность.

Главными доказательствами протрузивной природы гранитоидов в массиве Дзурамтай служит их куполовидная форма, возвышение в рельефе над окружающими осадочными или осадочно-метаморфическими породами, следы интенсивных преобразований гранитов, возникшие при их тектоническом перемещении, а также наличие на контакте с осадочным чехлом пачки тектонокластитов. Присутствие в последних продуктов разрушения гранитов (образующих в верхней части механическую смесь с перекрывающими осадочными породами) свидетельствует о “протыкании” их куполом гранитов.

Гранитоиды протрузии Тобхор изучались в районе одноименной горы (рис. 1), расположен-

ной в прибортовой – юго-западной части Иволгинской впадины (в 35 км западнее г. Улан-Удэ). Упомянутая впадина находится на востоке Иволгинско-Удинской депрессии, в южном борту которой развиты верхнепермские гранитоиды соготинского комплекса. В его составе выделяют три фазы: 1) монциты и кварцевые сиениты; 2) сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты; 3) умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, граносиениты и гранит-порфиры. Жильные образования представлены дайками кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров и габбро-порфиритов.

Выявлена интенсивная дезинтеграция гранитоидов соготинского комплекса, что обычно связывают с процессами их физического выветривания в неоген-четвертичное время [3, 4] или в поздней юре (по данным геолого-съёмочных работ, проведенных В.С. Платовым, В.Г. Терещенко, А.А. Савченко в 2002 г). Отмечается также наличие на поверхности гранитоидов толщи обломочных пород, сложенной продуктами их разрушения и относящейся к продуктам ближнего перемыва коры фи-

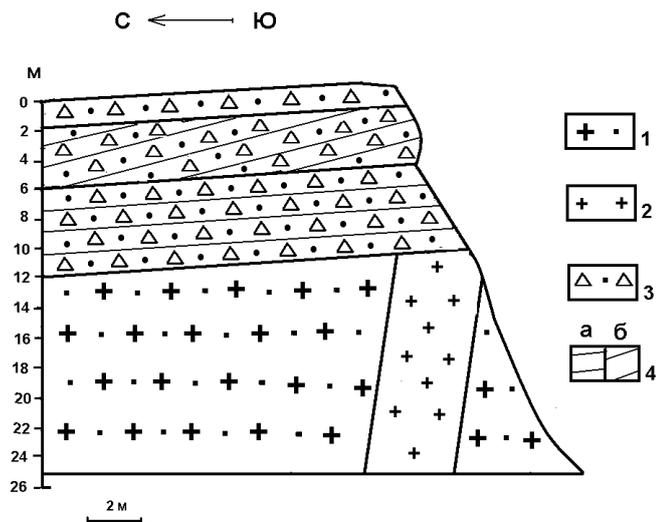


Рис. 2. Разрез гранитоидов соготинского комплекса и перекрывающей их толщи галгатайских тектонокластитов на южных склонах горы Тобхор.

1 – сильно дезинтегрированные сиениты и кварцевые сиениты, местами кремнистые; 2 – дайка гранитов; 3 – песчано-дресвяные кремнистые кластиты галгатайской толщи. 4 – ориентировка отдельности в кремнистых кластитах (а – горизонтальная, б – наклонная или косая).

зического выветривания. Эта толща, мощностью от первых десятков до 150 м, прослеживается на отдельных участках вдоль южного борта Гусино-Удинской депрессионной зоны. Она не содержит палеонтологических остатков и условно (по ее положению в разрезе – залеганию под нижнемеловыми отложениями гусиноозерской серии) относится к верхнеюрской галгатайской свите.

Гранитоиды соготинского комплекса и перекрывающая их галгатайская свита хорошо обнажены в районе горы Тобхор (рис. 2). Магматические породы представлены здесь обычно сильно дезинтегрированными разрыхленными сиенитами и кварцевыми сиенитами, нередко распавшимися на глыбы (рис. 3а) или, иногда, на щебень с плитчатой формой обломков (рис. 3б). В ряде обнажений сиениты прорваны маломощными (первые метры) дайками гранитов. Среди дезинтегрированных пород местами встречаются их кремнистые (литифицированные) разновидности.

Песчано-щебнисто-дресвяные кремнистые породы галгатайской свиты (видимой мощности до 12–15 м) с четким контактом перекрывают дезинтегрированные гранитоиды. В них обычно отчетливо проявляется горизонтальная или наклонная (косая) отдельность (рис. 3а). Они бронируют поверхность горы Тобхор и полого падают на север по направлению к центру Иволгинской впадины, где перекрываются четвертичными отложениями. На поверхности горы Тобхор кремнистые монолитные породы галгатайской свиты образуют также эрози-

онные останцы, защищающие от размыва нижележащие дезинтегрированные и разрыхленные гранитоиды (рис. 3в). В южном борту Иволгинской впадины, по данным бурения, происходит возрастание мощности свиты до 38 м, а также ее погружение под нижнемеловые отложения убукунской свиты гусиноозерской серии.

При изучении обнажений галгатайской свиты на поверхности горы Тобхор и в окружающих ее равнинных участках, было установлено, что слагающие ее обломочные породы, на самом деле являются тектонокластитам. Последние представляют собой продукты тектонического разрушения подстилающих гранитоидов соготинского комплекса, которые подверглись кремнению. Это преимущественно песчано-дресвяные породы с включением щебня или дресвяно-щебнистые разновидности, образующие маломощные линзы (рис. 3г). Для обломков характерна угловатая или остроугольная форма, отсутствие ориентировки и хаотичное распределение в породах. Характеризуемые псевдоосадочные обломочные породы возникли на поверхности купола гранитоидов при “протыкании” им нижнемелового осадочного чехла в процессе формирования протрузии. При этом в верхнюю часть толщи тектонокластитов механическим путем попали включения нижнемеловых осадочных пород, образующие в них пятна или небольшие линзы.

Внешнее сходство толщи тектонокластитов с осадочными породами обусловлено наличием в них горизонтальной или косой тонкоплитчатой отдельности (похожей на соответствующие типы слоистости осадочных пород), а также элементами ее залегания (аналогичными породам перекрывающего осадочного чехла). Однако хаотичное расположение неокатанных обломков в этой толще, отсутствие в ней фауны, флоры или включений рассеянного углистого растительного детрита (характерных для вышележащих нижнемеловых отложений), а также интенсивная деформация обломков пород и минеральных зерен – все это свидетельствует о принадлежности их к тектонокластитам.

Было установлено, что в галгатайской толще иногда наблюдаются скопления округлых (эллипсоидных) и ориентированных обломков, образующих линзы псевдоконгломератов (рис. 3е). Однако они отличаются от осадочных конгломератов удлиненной формой округлых обломков и отсутствием сортировки. В этой связи отметим публикации [1, 7], где приводятся данные о появлении псевдоконгломератов среди продуктов тектонического разрушения пород, в том числе и в гранитных протрузиях. Ниже будет также раскрыт и механизм возникновения округлых обломков песчано-гравийной размерности в галгатайских тектонокластитах.

В пользу протрузивной природы гранитоидов горы Тобхор свидетельствуют: 1) их куполовидная форма, 2) приподнятость массива над другими по-

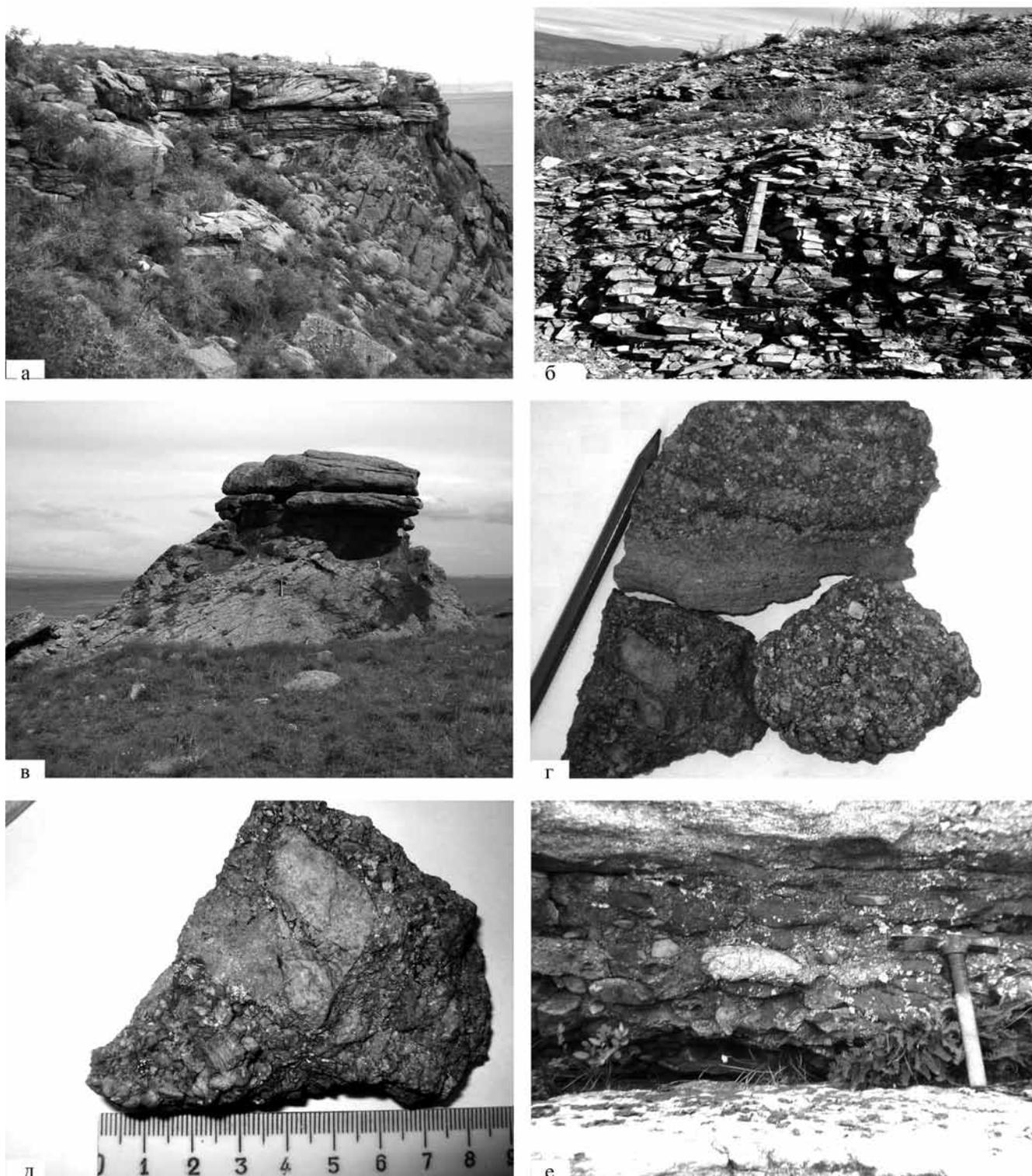


Рис. 3. Фотографии обнажений (а–в) дезинтегрированных гранитоидов соготинского комплекса и перекрывающей галгатайской толщи кремненных тектонокластитов, а также образцов тектонокластитов (г–е) на горе Тобхор.

а – дезинтегрированные гранитоиды, увенчанные толщей тектонокластитов с горизонтальной и наклонной отдельностью; б – дезинтегрированные плитчатые гранитоиды; в – эрозионный останец дезинтегрированных гранитоидов под панцирем кремненных кластитов с горизонтальной отдельностью; г – угловатые и остроугольные обломки в кремненных песчано-древянных (с примесью щебня) кластитах; д – угловатые и остроугольные обломки в кремненных щебнисто-древянных кластитах; е – округлые обломки в кремненных кластитах.

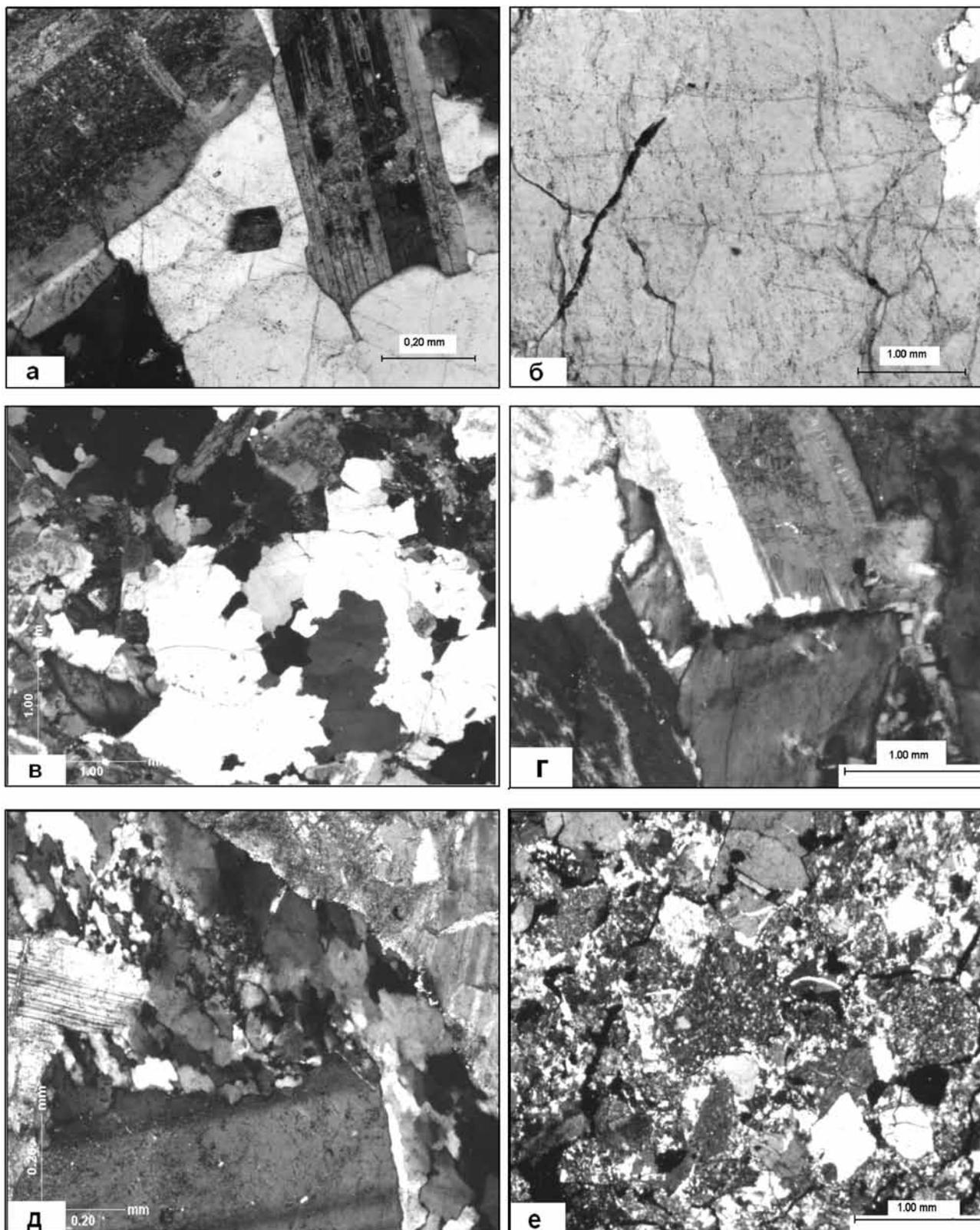


Рис. 4. Фотографии шлифов гранитов и продуктов их тектонической дезинтеграции из массива Дзурамтай. а – недеформированный гранит с гипидиоморфнозернистой структурой, б – трещиноватое зерно кварца, в – крупное зерно кварца с облачным угасанием и начальной стадией грануляции, г – мелкозубчатые ограничения кварца и полевых шпатов, д – мелкие зерна кварца различной формы в зоне дробления, е – мелко дробленные частицы кварца и пелитизированного полевого шпата в цементе обломочной породы. а, в–е – с анализатором, б – без анализатора.

родами фундамента или осадочного чехла, 3) возникновение на поверхности (в зоне контакта с осадочным чехлом) толщи тектонокластитов (представляющих механическую смесь продуктов разрушения гранитоидов и перекрывающих нижнемеловых осадочных пород, имеющих аналогичные с ними элементы залегания), 4) различные проявления тектонических деформаций в породах и минеральных зернах, которые будут рассмотрены ниже.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГРАНИТОИДОВ

Особенности структурно-вещественных преобразований в протрузиях различных по составу гранитоидов массивов Дзурамтай и Тобхор рассматривались при сравнении дезинтегрированных пород и их исходных разностей (не измененных или слабо измененных тектоническими деформациями). Отдельно охарактеризованы наложенные процессы окремнения, частично затронувшие дезинтегрированные гранитоиды и проявившиеся практически повсеместно в галгатайской толще тектонокластитов. Было установлено, что в обоих массивах исходные гранитоиды присутствуют среди дезинтегрированных разностей в виде реликтов (небольших линз, зон или блоков пород, а иногда – микрообломков, видимых только в шлифах).

Массив Дзурамтай

Граниты, не затронутые (или слабо затронутые) дезинтеграцией, представляют собой довольно однородные среднезернистые (1–3 мм) породы с небольшими участками крупнозернистого строения (3.5–4 мм) гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 4а). Породы состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Соотношения лейкократовых минералов примерно равные, т.е. каждый из них присутствует в количестве около 30%, но от шлифа к шлифу эти соотношения несколько варьируют. Содержание темноцветных минералов (вместе с вторичными) – 2–5%.

Плагиоклаз образует призматические и таблитчатые кристаллы с полигональными ограничениями, а калиевый полевой шпат – чаще изометричные зерна с округлыми контурами. Полевые шпаты довольно интенсивно и часто неравномерно пелитизированы. У ряда зерен калиевого полевого шпата на фоне пелитизации отчетливо выделяются пертиты распада. По характеру распределения пелитизации узнается зональность отдельных зерен плагиоклаза.

Кварц отличается разнообразными по форме и размерам зернами (от 0.4–0.6 мм до 3.0 мм): изометричными, вытянутыми или неправильными. Ограничения их обычно округлые, угасание спокойное или слабо волнистое. Биотит наблюдается только в

виде реликтов среди заместивших его хлорита, землистых агрегатов эпидота или мусковита.

Граниты испытали метасоматические преобразования, которые привели к появлению пертитов распада в калиевых полевых шпатах, возникновению альбитовых каемок у плагиоклаза и отдельных зерен мирмекитового строения. Слабо выраженные постмагматические наложенные процессы способствовали возникновению трещин в породах (рис. 4б) и пелитизации полевых шпатов, а также хлоритизации и мусковитизации биотита.

Продукты тектонических преобразований гранитов представлены в разной степени дезинтегрированными их разностями, а также толщей тектонокластитов.

Дезинтегрированные граниты. Тектоническое преобразование гранитов начинается с появления микротрещин, пересекающих как отдельные минералы, так и всю породу в целом в пределах шлифа. Трещины субпараллельные, слабо изогнутые, единичные или образуют совокупность разной плотности и разных направлений. Увеличение степени деформации приводит к растрескиванию, разламыванию, раздроблению зерен и к последующему их истиранию. В результате преобразований происходит нарушение или, нередко, полная потеря важнейшего диагностического признака гранитов – исходной структуры, свойственной магматическим породам. При этом структура становится катакластической.

В шлифах видно, что под влиянием деформации все минералы гранитов испытывают преобразования. Наиболее чутко на деформацию реагирует кварц. Его спокойное погасание (свойственное недеформированному граниту) становится резко облачным (рис. 4в), волнистым, либо мозаичным, и проявляется начальная стадия грануляции зерен. Появляются мелкозубчатые их ограничения (рис. 4г), а в зонах дробления нередко происходит распад крупных зерен на агрегаты, более мелких с неровными, местами “обдавленными” краями (рис. 4д). Иногда крупные зерна кварца мозаичного строения раскалываются на обломки самой различной формы (треугольные, трапециевидные, неправильные) и разного размера, от менее 0.1 до 2.0–2.5 × 0.5–0.8 мм. Самые мелкие обломки кварца располагаются между крупными зернами и обломками и вместе с тонкообломочными продуктами разрушения полевых шпатов образуют цемент (рис. 4е). Полевые шпаты в процессе преобразований теряют свою призматическую форму. Полигональные ограничения зерен становятся неровными и, иногда, обдавленными. Зерна полевых шпатов приобретают неправильную форму и зубчатые ограничения (рис. 4г), иногда с отростками и фестонами; погасание их становится неровным или пятнистым. При более значительных структурно-вещественных изменениях породы полевые шпаты превращаются в перетертые образования узкой вытянутой формы.

Таким образом, тектонические преобразования гранитов выражаются в растрескивании породы, деформации и грануляции зерен, а также, местами, – в дроблении пород с образованием обломков (щебня, дресвы, песка, алеврита). Скопления последних образуют маломощные (не превышающие первые метры) зоны или линзы внутри дезинтегрированных пород. Для обломков характерно разнообразие размеров и остроугольные ограничения. Цементирующий материал обломков представлен мелкими зернами дробленого кварца, самого гранита или агрегатом кварца и перетертых полевых шпатов. В шлифах отмечаются участки, где мелкие зерна кварца и тонкие пластинки мусковита иногда приобретают однонаправленную ориентировку.

Толща тектонокластитов. По-иному происходило преобразование кровли дезинтегрированных гранитов, где осуществлялось протыкание куполом протрузии пород осадочного чехла. Здесь возникла толща тектонокластитов (мощностью до 10–20 м), сложенная продуктами разрушения гранитов и содержащая в верхней пачке механические включения юрских осадочных пород [18]. Они представлены преимущественно дресвяно-песчаными (с редкими линзами алевритов) породами с хаотичным распределением остроугольных обломков (рис. 5а, б). Обломки сцементированы тонкодробленным материалом гранитов обычно с пелитизированными зернами полевых шпатов.

В этой толще, как и в охарактеризованных выше дезинтегрированных гранитах, наблюдаются те же следы тектонических преобразований минеральных зерен; однако они проявлены здесь более многообразно и интенсивно. При этом, например, наблюдаются разные формы грануляции кварца (рис. 5в, г), иногда с однонаправленной или полосчатой ориентировкой [18, 19], чаще встречаются обдавленные зерна полевых шпатов (рис. 5д). Возрастает также роль мелкозернистого алевритово-пелитовых продуктов дробления и перетирания гранитоидов, состоящих из кварца и полевых шпатов, обычно частично или полностью пелитизированных. В отдельных участках толщи происходила перекристаллизация мелких зерен кварца и их укрупнение (рис. 5е).

Наложённые преобразования продуктов тектонической дезинтеграции в массиве Дзурамтай осуществлялись под воздействием циркулирующих в них инфильтрационных вод, а также при поверхностном выветривании. С воздействием на гранитоиды и тектонокластиты инфильтрационных подземных вод связана пелитизация полевых шпатов. В составе новообразованных глинистых минералов доминируют гидрослюды и смектиты.

Важно отметить, что среди аркозовых по составу тектонокластитов, местами присутствуют маломощные (первые метры) разрозненные линзы кварц-каолиновых пород, напоминающие продукты перемыва каолиновой коры выветривания. Уста-

новлено, что их возникновение связано с преобразованием аркозовых тектонокластитов инфильтрационными кислыми подземными водами, поступавшими из вышележащих юрских угленосных отложений [19]. При этом происходила каолинизация полевых шпатов и накопление остаточного кварца. В результате суффозии из пород нередко вымывались глинистые частицы и формировались кварцевые кластиты.

В позднем неогене и четвертичную эпоху на территории Южной Монголии, где расположен массив Дзурамтай, в условиях холодного аридного климата осуществлялось выветривание гранитоидов [19]. Элювиальные образования (максимальной мощности до 15–20 м) были представлены здесь в это время корами физического выветривания и маломощными почвами. При этом под воздействием процессов выветривания усиливалась степень дезинтеграции продуктов тектонических преобразований гранитов, слагающих протрузию, возникали новые макро- и микротрещины, породы и минеральные зерна распадались на обломки (преимущественно остроугольные, иногда округлые), и мелкозем. Важно отметить, что процессы выветривания затрагивали лишь маломощную приповерхностную зону продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов.

Массив Тобхор

Породы, не затронутые (или слабо затронутые) тектонической дезинтеграцией, представлены лейкократовыми сиенитами и кварцевыми сиенитами гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 6а). Неоднородная зернистость этих пород (мелко-, средне-, крупнозернистая и порфировидная) заметно отличает их от более однородных среднезернистых гранитов массива Дзурамтай. Главными минералами, слагающими породы, являются: калиевый полевой шпат, кварц, единичные выделения биотита и рудный минерал. Из акцессорных минералов наиболее характерен сфен, реже отмечаются апатит и циркон.

Полевые шпаты сиенитов и кварцевых сиенитов представлены изометричными зернами, призмами или таблицами с полигональными или округлыми ограничениями. В случае мелкозернистого строения призмы полевых шпатов узкие, лейстовидные. Особенностью рассматриваемых пород является их интенсивная пелитизация и сосюритизация, так что соотношения в них плагиоклаза и калиевого полевого шпата устанавливаются по красноватому цвету пелита, обычно замещающего калиевый полевой шпат, и буроватым оттенкам сосюритовых агрегатов, развивающихся по плагиоклазу. При неравномерном изменении ряда зерен просматриваются полисинтетические двойники плагиоклаза, иногда тонкие альбитовые каемки вокруг его зерен,

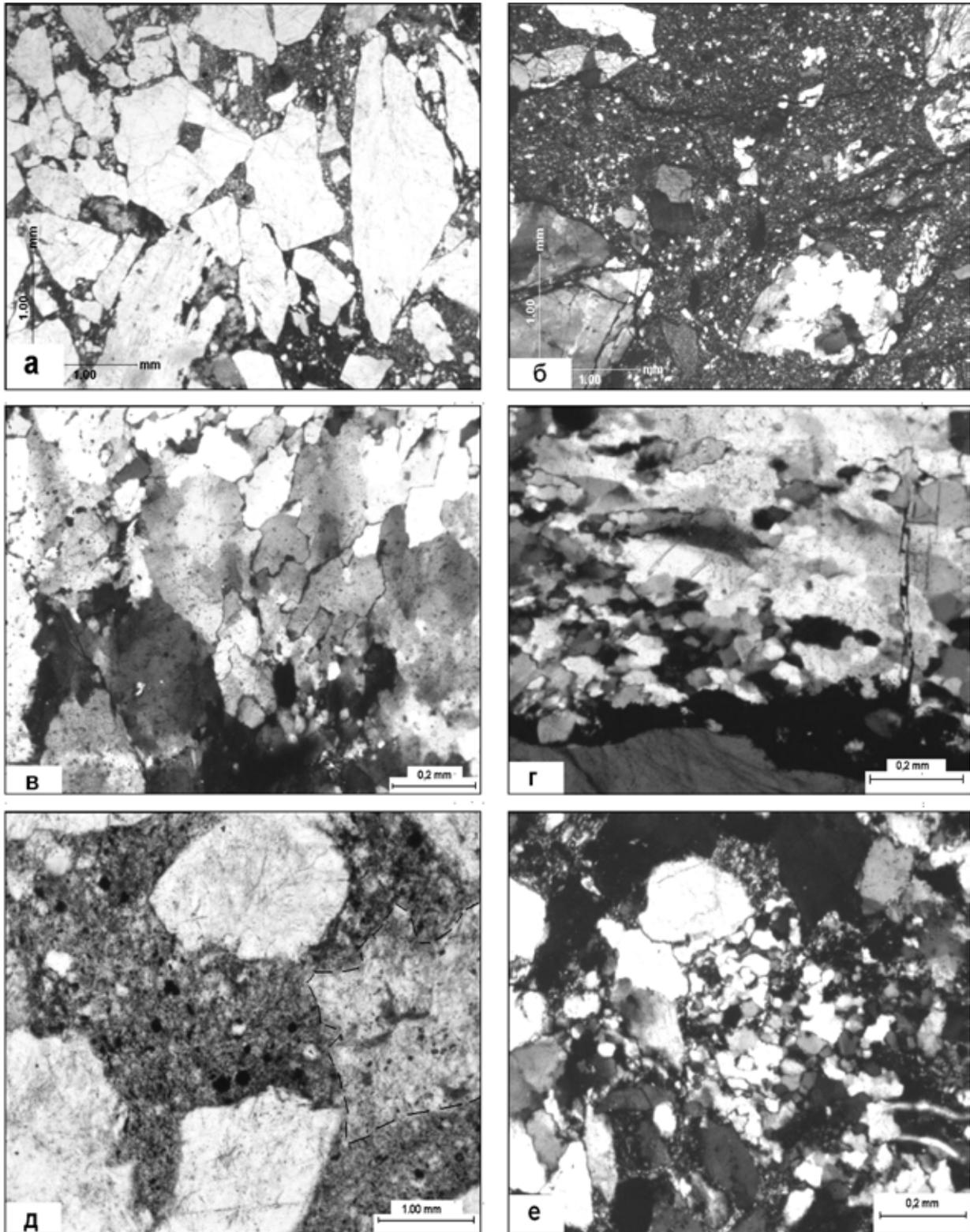


Рис. 5. Фотографии шлифов пород из толщи тектонокластиков массива Дзурамтай.

а – остроугольные микрообломки гранита, сцементированные тонкодробленным гранитным материалом; б – крупные зерна кварца и полевого шпата, сцементированные тонко дробленным гранитным материалом с пелитизированными полевыми шпатами; в – гранулированное зерно кварца с облачно-мозаичным угасанием; г – зерно кварца с мозаично ориентированной грануляцией; д – слабо пелитизированные обдавленные зерна плагиоклаза (его сильно пелитизированное зерно – обведено пунктиром), сцементированные тонко дробленным гранитным материалом с пелитизированными полевыми шпатами; е – перекристаллизованный гранулированный кварц. а, д – без анализатора, б–г, е – с анализатором.

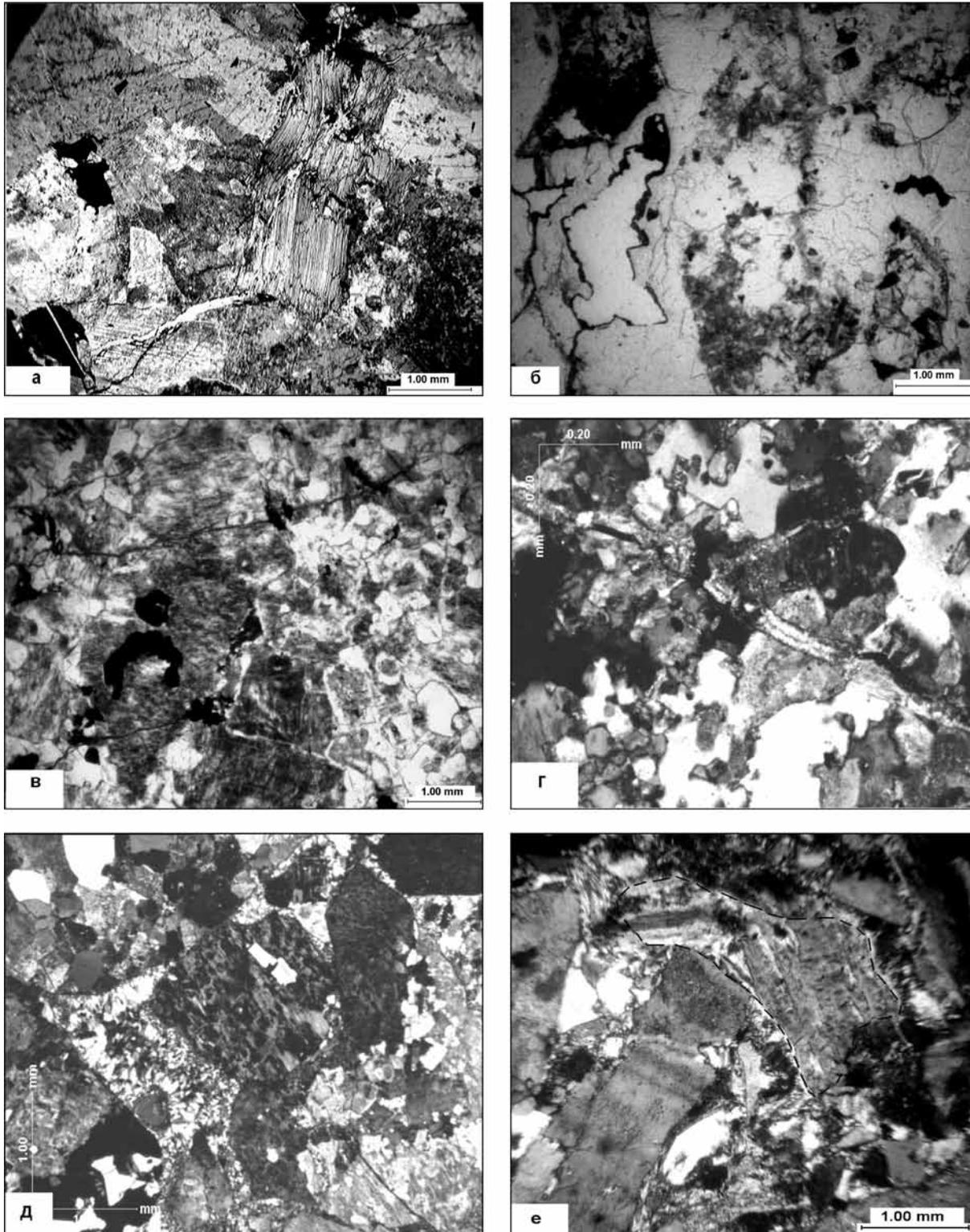


Рис. 6. Фотографии шлифов сиенита и кварцевого сиенита, в разной степени измененных тектонической дезинтеграцией из массива Тобхор.

а – сиенит с пластинкой слабо деформированного биотита; б – микротрещинки в кварцевом сиените; в – разрушенный кварцевый сиенит состоящий из разобщенных зерен кварца и полевого шпата; г – зона раздробленного и перетертого кварцевого сиенита с наложенным окварцеванием (вторичный кварц образует прожилки и заполняет каверны); д – повернутые и округлые зерна полевого шпата и кварца, сцементированные вторичным крустификационным кварцем в зоне дробления кварцевого сиенита; е – сильно деформированная пластинка биотита (обведена пунктиром) в раздробленном кварцевом сиените. а, в–е – с анализатором, б – без анализатора.

пертитовое строение и, местами, участки микроклиновой решетки у калиевого полевого шпата. Количество порообразующего кварца варьирует от единичных зерен до 5–10%. Зерна мелкие, располагаются в интерстициях, равномерно распределены по породе, угасают спокойно. Но иногда содержание кварца в сиенитах возрастает и местами достигает 15–20%. Это, вероятно, более поздний, наложенный кварц. В отличие от порообразующего, он неравномерно распределен по породе, имеет разнообразный размер зерен, образует отдельные крупные агрегаты, иногда содержит в себе зерна измененных полевых шпатов. Все зерна кварца имеют спокойное или слабо облачное погасание.

Биотит присутствует в количестве от единичных пластинок до, примерно, 5%. Цвет его темно-бурый, густой, до непрозрачного. Вдоль трещин спайности отдельные пластинки биотита замещены эпидотом. Содержание рудного минерала (магнетита или титаномагнетита) невелико, но местами составляет около 10%. Присутствует также гематит и, возможно, – лимонит.

Породы претерпели метасоматические преобразования. Метасоматоз выражается в появлении альбитовых каемок вокруг зерен плагиоклаза, пертитов распада в калиевом полево-шпате и в появлении вновь образованного кварца. Пелитизация и сосюритизация полевых шпатов сиенитов, вероятно, вызваны эпимагматическими растворами, воздействие которых привело также к замещению биотита землистыми агрегатами эпидота и рудного минерала.

Сиениты и кварцевые сиениты прорваны единичными маломощными (первые метры) субвертикальными дайками гранитного состава (плагиоклаз, калиевый полевой шпат, около 30% кварца и единичные пластинки биотита). Полевые шпаты пелитизированы. Кварц не несет следов пластических или хрупких деформаций. Местами породе или отдельные ее зерна разбиты тонкими микротрещинками, вдоль которых иногда отмечаются продукты дробления. Однако процессы дезинтеграции в дайках гранитов проявлены слабо.

Продукты тектонических преобразований представлены дезинтегрированными сиенитами и кварцевыми сиенитами, а также перекрывающей их толщей обломочных пород (тектокластитов). Последняя в районе исследований относится к верхнеюрской галгатайской свите. Важной особенностью строения продуктов тектонических преобразований гранитоидов является их окремнение под воздействием гидротерм, интенсивно проявившееся в толще тектонокластитов и частично затронувшее дезинтегрированные сиениты и кварцевые сиениты.

Дезинтегрированные гранитоиды представлены трещиноватыми, кавернозными, нередко катаклазированными, а также местами разрушенными и перетертыми породами.

Трещиноватость проявляется не только в образцах пород, но и в шлифах (рис. 6б). Отмечаются 2 типа микротрещин. 1. Прямолинейные или слабо изогнутые микротрещины (обычно имеют ширину менее 0.1–0.1 мм). Вдоль одних – порода подроблена, другие заполнены перетертыми пелитизированными полевыми шпатами и мелкозернистым кварцем. 2. Тончайшие микротрещины, оконтуривающие зерна. Они приводят к распаду породы на слагающие ее минералы (зерна полевых шпатов и кварца). Отмечаются многочисленные зоны дробления, где зерна в разной степени раскалываются и превращаются в обломки. Но среди разрушенной породы иногда присутствуют отдельные недеформированные зерна и даже небольшие участки породы с ненарушенной гипидиоморфнозернистой структурой (рис. 6в).

Отмечаются узкие зонки раздробленного и перетертого сиенита или кварцевого сиенита, в которых наряду с продуктами разрушения гранитоидов присутствуют выделения наложенного позднего кварца в форме прожилков или зерен неправильной формы, заполняющих каверны (рис. 6г). В этих зонках происходило перемещение и поворот минеральных зерен относительно друг друга. При этом наряду с угловатыми обломками появляются их округлые разности (рис. 6д). Мелкие обломки заполняют пространство между более крупными, а также бывают погружены в тонкораздробленный и перетертый пелитизированный полевошпатовый или кварц-полевошпатовый материал алевритовой размерности.

Форма микрообломков разнообразная: изометричная, неправильная, прямоугольная или в виде трапеций. Наиболее характерный размер обломков около 2.0×2.5 мм, хотя он варьирует от 0.2×0.3 мм до 3.7×2.5 , 4×5 и реже – до 7×6 мм. Ограничения обломков полигональные, неровные, нередко мелкозубчатые или (реже) – сглаженные или частично угловатые, местами – округлые.

Обломки полевых шпатов по особенностям своего строения – характеру двойникования, присутствию зональных зерен, наличию альбитовых каемок у плагиоклаза, пертитов распада и участков микроклиновой решетки у калиевого полевого шпата – не отличаются от подобных минералов недеформированных пород. Полевые шпаты обычно пелитизированы и местами окрашены бурными окислами железа. Обломки кварца малочисленны, мелкие. Форма их неправильная, иногда с острыми углами. Обращает на себя внимание спокойное погасание этих обломков.

Другими минералами тектонически дезинтегрированных пород являются единичные изогнутые или перемятые пластинки темнобурого биотита (рис. 6е). Часто отмечается аксессуарный сфен, наиболее крупные зерна которого иногда “обдавлены” и приобретают не свойственную для этого минерала округлую форму.

В целом отметим, что при тектонической дезинтеграции сиенитов и кварцевых сиенитов не происходит изменения их химического и минерального состава. Сначала они распадаются на минеральные зерна (преимущественно дресвяной размерности), которые частично обломаны и повернуты друг относительно друга. При дальнейшем разрушении пород не происходило их интенсивного дробления и истирания с возникновением больших объемов песчано-алевритового мелкозема (что отличает эти породы от тектонокластитов массива Дзурамтай).

Галгатайская толща тектонокластитов сложена обломочными и тектонически перемещенными продуктами разрушения гранитоидов. Она залегает на их поверхности и контактирует с нижнемеловыми осадочными породами. Обломки представлены сиенитами и кварцевыми сиенитами, а также гранитами, слагающими дайки в этих породах. По наблюдениям в шлифах, обломки толщи тектонокластитов аналогичны их разностям, возникающим в зонах дробления и перетирания дезинтегрированных сиенитов или кварцевых сиенитов и несут те же признаки тектонических преобразований. Обычно в их составе доминируют обломки дресвяной размерности, а роль цементирующего мелкозема невелика. Многие обломки, представляющие собою зерна полевого шпата и кварца, сохраняют первичную огранку кристаллов и лишь частично округляются (рис. 7а).

Важно отметить, что цемент в характеризуемых обломочных породах представлен, главным образом, наложенным кварцем. Последний, в большинстве случаев, практически полностью заместил продукты тонкого дробления гранитоидов (образующих первичный цемент в породах). Лишь изредка можно наблюдать его исходные реликты (рис. 7б). Присутствие среди обломочных зерен их обдавленных разностей, а также сильно деформированных пластинок биотита свидетельствует о проявлении тектонических деформаций.

В составе тектонокластитов (продуктов разрушения гранитоидов) установлено присутствие включений инородных обломков нижнемеловых осадочных пород. Они представлены алевролитами, песчаниками, основными эффузивами, а их размер меняется от 1.5×1.0 мм до 6×7 мм, изредка – до 12×5 мм. Наиболее крупные обломки представлены алевролитами. Форма обломков неправильная или треугольная, прямоугольная, и трапециевидная. Ограничения у одних – сглаженные, у других – частью сглаженные, частью угловатые.

Среди них заслуживают внимание обломки алевролита (рис. 7в), которые имеют неровные ограничения с отростками, проникающими в обломки сиенита. В то же время, в краевых своих частях они содержат небольшие деформированные зерна полевых шпатов и крупное зерно сфена. Подобная текстурная особенность пород свидетельствует в поль-

зу тектонического “протыкания” дезинтегрированными гранитоидами осадочного чехла и формирования на их контакте толщи тектонокластитов, где в продукты разрушения гранитоидов поступали инородные обломки нижнемеловых осадочных или вулканогенных пород.

Наложенные процессы гидротермального окремнения. Охарактеризованные тектонически дезинтегрированные гранитоиды (в той или иной мере сохранившие текстурно-структурные особенности исходной магматической породы), а также конечные продукты их механического разрушения (тектонокластиты) подверглись гидротермальному окварцеванию. При этом они литифицировались и превращались в плотные монолитные породы. Окварцевание локально проявлено в дезинтегрированных гранитоидах (в форме разрозненных зон, небольших блоков, линз, пятен, жил либо прожилков окремненных пород) и практически повсеместно (за небольшим исключением) представлено в цементе обломочных пород, слагающих толщу галгатайских тектонокластитов.

Цементация дезинтегрированных гранитоидов и кластитов сопровождается обрастанием обломков пород или минеральных зерен неширокими ($0.2-0.4$ мм) каемками крустификационного кварца (рис. 7а). Кварц в каемках развит и в виде зерен, и в виде тонких призматических кристаллов с отчетливыми пирамидальными головками. Они расположены субпараллельно и плотно прилегают друг к другу. Иногда каемки кварца состоят из очень мелких его зерен, а также, возможно, из выделений халцедона. Подобные каемки кварца вокруг обломков сиенитов описаны на территории Западного Забайкалья, где их называют кокардами, а кварц – гребенчатым [11].

Вторичный кварц (наряду с крустификационным) встречается в форме рассеянных мелких кристаллов (рис. 7г), а также образует единичные крупные зерна (рис. 7д) размером до 1.5 мм. При этом мелкие зерна вторичного кварца нередко имеют волнистое погасание. Это отличает их от первичных образований данного минерала, характеризующихся спокойным угасанием. Наблюдаются также мелкие прожилки кварца в трещиноватых зернах сфена (рис. 7е).

Установлено, что процессы гидротермального окремнения проявлялись в породах циклично. В наиболее ранней их генерации формировались мелкие кристаллы или прожилки в обломках; позже возникали крустификационные каемки обрастания вокруг разных форм выделения кварца ранней генерации; и, вероятно, в последнюю очередь появлялись крупные, рассеянные в породе единичные кристаллы размером до 1.5 мм. Нередко в тектонокластитах отмечаются участки, где обломки цементированы лишь одним гидротермальным кварцем. Это позволяет предположить, что продукты

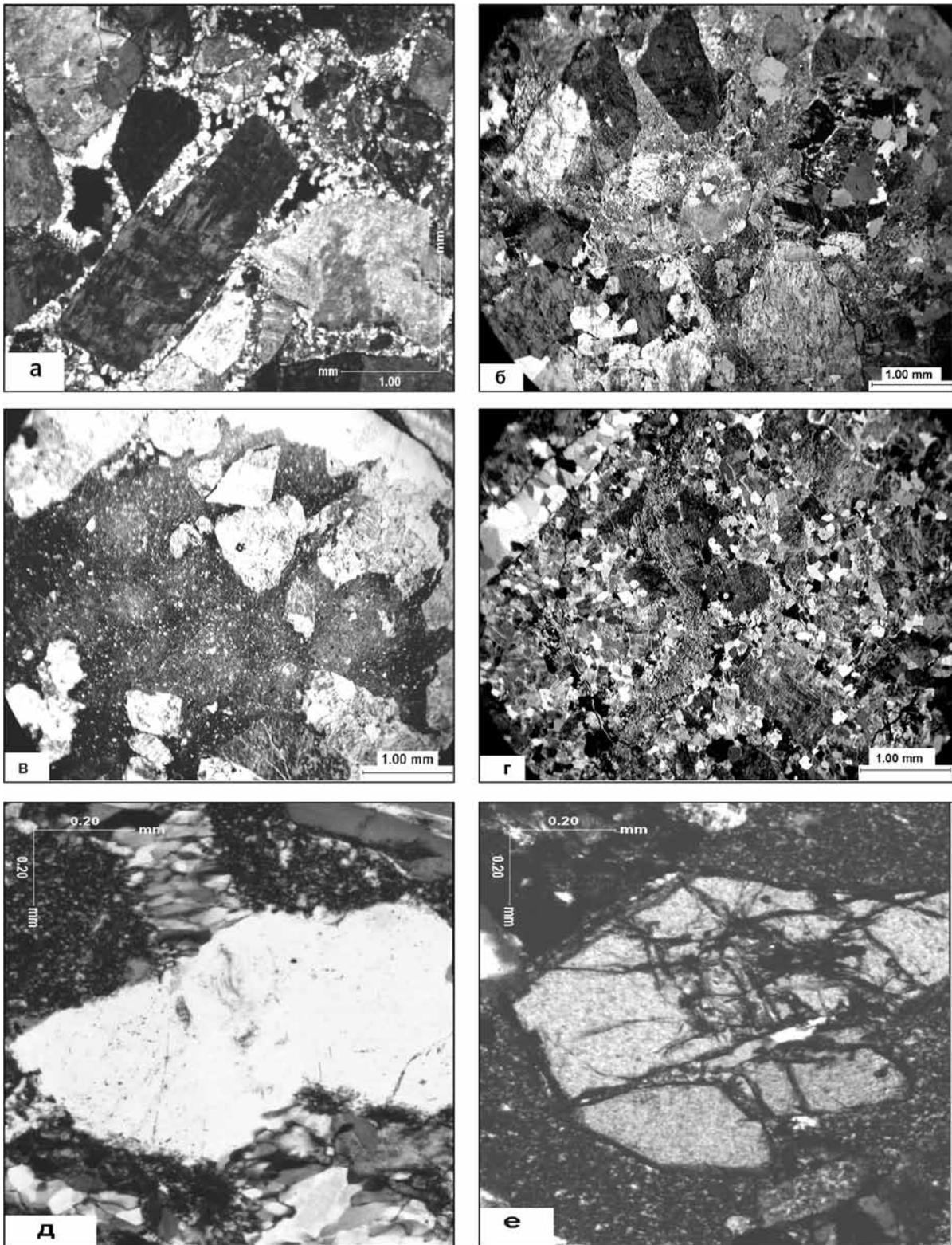


Рис. 7. Фотографии шлифов из галгатайской толщи тектонокластитов.

а – обломочные зерна плагиоклаза – идиоморфные и округлые, сцементированные крустификационным кварцем; б – обломочные зерна пелитизированного плагиоклаза идиоморфные и с округлыми ограничениями, сцементированные тонко раздробленным сиенитом; в – обломок алевролита проникающего в обломки плагиоклаза; г – прожилок вторичного кварца а также его отдельные мелкие зерна в раздробленном и перетертом сиените; д – генерации вторичного кварца, образующего прожилков и более позднее крупное его зерно; е – трещиноватое зерно сфена с мелким прожилком кварца. а, б, г, е – с анализатором, в, д – без анализатора.

тонкого дробления гранитоидов (вначале располагавшиеся между обломками в тектонокластитах и состоящие из полевых шпатов и кварца) были метасоматически замещены гидротермальным кварцем.

В окремненных дезинтегрированных гранитоидах и тектонокластитах местами наблюдаются выделения флюорита. В этой связи отметим, что к юго-востоку от района работ имеется месторождение флюорита. Последний (по данным В.С. Платова, В.Г. Терещенко и А.А. Савченко, 2002 г.) приурочен к гидротермальным кварц-флюоритовым жилам, секущим раздробленные гранитоиды соготинского комплекса и породы галгатайской свиты.

Таким образом, в приповерхностной части протрузии массива Тобхор тектонически дезинтегрированные гранитоиды и тектонокласты под влиянием наложенных гидротермальных процессов испытывали окремнение, литифицировались и превращались в плотные монолитные породы. Кремнистый панцирь, возникший на поверхности тектонически дезинтегрированных гранитоидов, защищал эти породы от физического выветривания (господствовавшего на территории Западного Забайкалья в позднем неогене и в четвертичное время [19]).

Следует отметить, что осаждение минералов кремнезема (опала, халцедона, кварца) из растворов и связанные с этим различные формы окремнения пород являются характерной чертой современных и древних процессов гидротермального литогенеза в областях наземного вулканизма [6]. Детально эти процессы описаны для четвертичных базальтов Исландии [2]. Минералы кремнезема представлены здесь первичным опалом, а также халцедоном и кварцем. Показано, что и в настоящее время в упомянутом регионе происходит формирование колломорфных выделений опала из горячих вод гейзеров. В местах сильного прогрева пород (зонах внедрения даек) первичные формы выделения кремнезема представлены кварцем. Показано, что окремнение осуществлялось здесь прерывисто и неоднократно. В базальтах минералы кремнезема образуют прожилки, заполняют поры или пустоты, кроме того, кварц метасоматически замещает плагиоклазы.

Выявлены некоторые черты сходства процессов окремнения в массиве гранитоидов Тобхор и в базальтах Исландии: жильная и поровая формы выделения минералов, прерывистость минералообразования, замещение кварцем полевых шпатов.

В ряде публикаций [9, 16, 17] описаны процессы гидротермального окремнения обломочных пород платформенного осадочного чехла за пределами вулканических областей. При этом установлено, что они приурочены не только к субвертикальным жилам (кластическим дайкам), но и к линзовидно-пластовым обломочным породам, называемым кварцитовидными песчаниками. Последние широко развиты в разрезах палеогена на территории За-

падного Казахстана, Поволжья и ряда других регионов. Минералы кремнезема в составе цемента этих пород представлены преимущественно опалом, халцедоном, иногда с примесью люссатита и регенерационного кварца.

С учетом изложенных данных характеризуемая пластообразная галгатайская толща пород, изученная в районе горы Тобхор, может рассматриваться как своеобразная (дресвяно-песчаная) разновидность кварцитовидных песчаников. Она возникла на поверхности гранитоидов при их тектонической дезинтеграции с последующим гидротермальным окремнением пород. Однако характеризуемые окремненные кластиты заметно отличаются от палеогеновых кварцитовидных песчаников размером и формой обломков, плохой их окатанностью и сортировкой, однотипным аркозовым составом обломочного материала и наличием кварца в цементе.

В пределах Гусино-Удинской депрессионной зоны галгатайская свита (достигающая мощности 150 м) по данным В.С. Платова, В.Г. Терещенкова и В.Г. Савченко (2002 г.) представлена гравийными и галечными конгломератами, песчаниками с прослоями алевролитов. Она слагается продуктами разрушения соготинских гранитоидов, но местами в ней отмечаются обломки и других пород. Обломки слабо сортированы, плохо окатаны и сцементированы кремнистым цементом (крустификационным кварцем). В породах свиты не встречаются включения обугленной древесины, линзы углей и палеонтологические остатки; они имеют преимущественно розовые или красноватые окраски (как и подстилающие гранитоиды). На территории Оронгойской впадины в строении свиты участвуют трахибазальты. Как видно, изученные тектонокластиты у горы Тобхор и толщи пород, условно коррелируемые с галгатайской свитой (развитые в других частях Гусино-Удинской депрессионной зоны) имеют многие общие черты строения и состава. Однако, вопрос о возможном осадочном, тектоническом или, смешанном происхождении этих пород за пределами изученного участка требует дальнейшего решения.

В ряде других районов Западного Забайкалья, где выделяются стратифицированные отложения галгатайской свиты [14], их строение и состав заметно меняются. Свита слагается красноцветными или сероцветными толщами осадочных и осадочно-вулканоогенных пород (местами содержащими остатки озерной фауны и отпечатки флоры), достигающими мощности 1100 м. В разрезах свиты не отмечены окремненные породы (характерные для изученных тектонокластитов). Стратотипический разрез верхнеюрской галгатайской свиты находится в Тугнуйской впадине. В обломочном материале присутствуют различные по составу породы (включая гранитоиды). Накопление отложений свиты происходило в фациях предгорных шлейфов и озер.

Следует отметить, что в северном обрамлении Иволгинской впадины к галгатайской свите ранее относились и грубообломочные отложения сотниковской толщи, а также венчающая их пачка озерных глин и алевролитов [14]. Однако в направлении к осевой части впадины (по данным бурения) были установлены фациальные переходы по латерали этих толщ в тонкообломочные нижнемеловые угленосные отложения гусиноозерской серии. Показано, что грубообломочные отложения сотниковской свиты являются прибортовыми фациями фэновской формации [20]. Они накапливались вдоль уступов грабенных, которые заложались и развивались в равнинных ландшафтах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение продуктов тектонического преобразования гранитоидов в протрузиях массивов Дзурамтай и Тобхор позволило установить черты их сходства и различия. При изучении гранитоидов в этих протрузиях было выявлено два основных этапа преобразований слагающих их пород. Это: 1) тектоническая дезинтеграция, сопровождающаяся стрессовой деформацией пород и минеральных зерен, возникновением трещин, а также дроблением и перетираньем пород; 2) преобразование продуктов тектонической дезинтеграции под воздействием наложенных процессов. Вместе с тем, на примере изученных массивов Тобхор и Дзурамтай видно, что тектоническая дезинтеграция гранитоидов, различающихся минеральным составом, характером зернистости, текстурно-структурными особенностями и физико-механическими свойствами происходила неоднотипно.

В массиве *Дзурамтай* тектонической дезинтеграции подвергались среднезернистые, плотные и однородные граниты (содержащие до 30% кварца). При этом происходили растрескивание, катаклаз, грануляция пород и минеральных зерен, а также их интенсивная деформация. Последняя приводила к “смятию” (согласно классификации И.М. Симановича [13]) зерен кварца и полевых шпатов, изгибанию пластинок слюды, мозаичному угасанию зерен кварца, возникновению обломков с зубчатymi ограничениями или округлых разностей при их обдавливании. В результате дробления и перетиранья пород возникали преимущественно остроугольные обломки, местами с примесью округленных (обдавленных) зерен полевых шпатов. В составе формирующихся тектонокластитов преобладает дресвяно-песчаный материал, а иногда присутствуют линзы тонкораздробленного и перетертого материала (“гранитная мука”).

Приведенные признаки преобразований дзурамтайских гранитов свидетельствуют об их дезинтеграции и разрушении в холодном состоянии. Следствием проявления высоких стрессовых напряже-

ний в породах являлось: 1) возникновение в дезинтегрированных гранитах и тектонокластитах однонаправленной (горизонтальной) отдельности; 2) дробление и перетиранье пород; 3) интенсивная деформация обломков или зерен, возникновение в кластитах (обычно характеризующихся хаотичным распределением обломков) участков с однонаправленной ориентировкой мелких зерен; 4) полосчатая грануляция зерен кварца. Высокие стрессовые напряжения в породах возникали при вертикальном подъеме тела гранитоидов, который сдерживался мощным (около 1400 м) покровом осадочного чехла.

Наличие в тектонокластитах отдельных участков, где происходила перекристаллизация мелкообломочного кварца и укрупнение его зерен, требовало некоторого повышения температур. По данным [13] подобные процессы могут происходить при температурах, не превышающих 200–300°C. Наложенные процессы (воздействие инфильтрационных вод и поверхностное выветривание) усиливали степень разрушения продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов.

Массив Тобхор сложен существенно калиевыми, содержащими до 70–80% калиевого полевого шпата, и бедными кварцем (5–10%) сиенитами и кварцевыми сиенитами. Эти породы, своими характеристиками, физико-механическими свойствами и неоднородностью строения заметно отличаются от гранитов массива Дзурамтай. Структура данных пород меняется от мелко-, до среднекрупнозернистой и порфириформной; в них отмечаются тонкие трещинки и мелкие каверны. Перечисленные особенности строения и состава пород отражаются на их физико-механических свойствах. Прочность и упругость для них не характерны. Поэтому при воздействии тектонических процессов породы начинают распадаться на минеральные зерна или небольшие их агрегаты, в которых нередко сохраняются особенности огранки минералов, наблюдаемые в исходной породе. Далее, при тектоническом перемещении сиенитов, разобщенные зерна частично разламывались, разворачивались и округлялись.

Тектонические преобразования гранитоидов в массиве Тобхор способствовали возникновению в них тонкой горизонтальной или наклонной (косой) отдельности, деформации пластинок биотита, а также растрескиванию, дроблению и перетиранью пород. Однако в рассматриваемом массиве (сравнительно с массивом Дзурамтай) отмечается относительно невысокая степень стрессовых напряжений в породах, а также более слабо выраженная тектоническая дезинтеграция и деформация пород и минеральных зерен. В пользу этого вывода свидетельствует форма обломков кварца и полевых шпатов, в основном сохранивших огранку кристаллов или распавшихся на остроугольные зерна. В породе присутствует небольшое количество тонко пере-

тертого мелкозема, который появлялся при частичном дроблении мелких обломков, находившихся в узких промежутках между крупными их разностями. Для зерен первичного кварца характерно слабое облачное угасание. Другие формы проявления тектонической дезинтеграции гранитоидов, свидетельствующие об интенсивных стрессовых деформациях пород и минеральных зерен (приведенные при характеристике массива Дзурамтай), в массиве Тобхор не выявлены.

Характеризуемые тектонические преобразования пород в массиве Тобхор, вероятно, возникли при невысокой интенсивности стрессовых напряжений в породах при протыкании телом гранитоидов осадочного чехла, имеющего небольшую мощность. В южном обрамлении Иволгинской впадины (район горы Тобхор) мезозойские отложения, которые ранее перекрывали гранитоиды, подверглись эрозии и в настоящее время не сохранились. Однако в пользу былого их развития свидетельствует наличие обломков нижнемеловых пород гусинозерской серии в кровле тектонокластитов, перекрывающих гранитную протрузию.

По данным ВЭЗ максимальная мощность мезозойского осадочного чехла в центральной части Иволгинско-Удинской депрессии несколько превышает 1000 м. Можно предположить, что в южных прибортовых разрезах древней Иволгинской впадины (где в настоящее время находится г. Тобхор) мощность этого чехла сокращалась и составляла десятки или сотни метров. В дальнейшем характеризуемый участок Иволгинской впадины под влиянием неотектонических движений испытал поднятие и превратился в современную область денудации. Это привело к полной эрозии на рассматриваемом участке мезозойского осадочного чехла.

Наложённые процессы преобразования продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов в массиве Тобхор привели к частичной пелитизации зерен полевых шпатов, а также к окремнению пород. Можно предположить, что пелитизация полевых шпатов была связана с воздействием инфльтрационных подземных вод и происходила после остывания гранитоидов вплоть до настоящего времени. Окремнение продуктов тектонической дезинтеграции пород (иногда с сопутствующим выделением флюорита) была связана с преобразованием пород гидротермами. Выделяется несколько генераций кварца, что указывает на цикличность гидротермальной деятельности. В местах выхода на земную поверхность дезинтегрированных гранитоидов они защищены от процессов выветривания монолитным кремнистым панцирем (окремненными тектонокластитами).

В охарактеризованных массивах Дзурамтай и Тобхор установлено, что дезинтеграция гранитоидов была связана с тектоническими их преобразованиями при формировании протрузий и с наложен-

ными процессами (воздействием подземных вод и выветривания). Однако известно, что дезинтеграция магматических пород начинается еще с периода становления магматического тела. В [21] показано, что образование каверн, трещин и катаклизмов пород могут быть обусловлены контракцией, вызывающей уменьшение объемов гранитного тела при его кристаллизации и остывании (от температур примерно 900°C до 200–300°C). По данным одних авторов [10], объем может уменьшиться на 2–3%; других [21] – на 8–9%. Однако существенная дезинтеграция гранитоидов при их остывании фиксируется не повсеместно. Известно, что на земной поверхности наряду с дезинтегрированными гранитоидами (поставщиками каменного щебнисто-песчаного материала, используемого при строительстве) нередко присутствуют и их монолитные разности.

В настоящее время, основываясь на публикациях [7, 8, 18, 19], а также данных, изложенных в настоящей статье, можно считать, что, наибольшие объемы интенсивно дезинтегрированных гранитоидов возникают с участием тектонических процессов при формировании протрузий. Причем эти процессы происходят под покровом осадочного чехла (еще до экзугмации гранитоидов) или на земной поверхности под влиянием наложенных процессов. В то же время начало дезинтеграции пород могло быть связано с постмагматическим остыванием гранитоидов, а ее продолжение осуществлялось под влиянием наложенных процессов (преобразование продуктов тектонической переработки гранитоидов подземными водами или наземным выветриванием).

Следует также отметить, что тектонически дезинтегрированные гранитоиды, а местами и перекрывающие их каолинизированные кластиты на территории Забайкалья, Монголии и других регионов в большинстве случаев однозначно принимаются за реликты продуктов каолиновых или латеритных кор выветривания [5, 15 и др.]. При этом не учитывается возможность тектонического происхождения кластитов и последующей их каолинизации под воздействием подземных вод. При таком подходе в разрезах ряда регионов могут неоправданно выделяться некоторые эпохи формирования латеритно-каолиновых кор выветривания и связанные с ними многие ценные полезные ископаемые.

Для однозначного выделения подобных эпох корообразования необходимо учитывать ряд факторов, главными из которых, по мнению авторов, являются следующие.

1. Наличие полного профиля кор выветривания с характерными элювиальными текстурами и присутствием верхней латеритно-каолиновой зоны.

2. Площадной характер развития кор выветривания на различных по составу породах фундамента и их приуроченность к пенепленизированному ландшафтам.

3. Присутствие в разрезах переотложенных продуктов коры выветривания выделяемых в составе формации коры выветривания. Следует подчеркнуть, что данный фактор однозначно свидетельствует о существовании эпохи древнего корообразования даже в том случае, если элювиальные породы были полностью уничтожены эрозией или в реликтовой зоне сохранилась только одна нижняя зона дезинтеграции.

В целом отметим, что приведенные выше признаки кор выветривания не проявлены как в охарактеризованных массивах Дзурамтай и Тобхор, так и в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле прилегающих впадин.

ВЫВОДЫ

1. Из приведенных данных следует, что воздействие тектонических процессов на граниты протрузий массива Дзурамтай сиениты и кварцевые сиениты массива Тобхор проявилось не однотипно. В шлифах видно, что продукты тектонических преобразований пород этих массивов различаются текстурой и структурой, характером и степенью деформации минеральных зерен, а также особенностями строения и состава тектонокластитов (конечных продуктов преобразования гранитоидов).

2. Выявленные процессы тектонической дезинтеграции и разрушения гранитоидов при образовании протрузий свидетельствуют о наличии низких температур (с возможным незначительным их повышением до 200–300°C в отдельных локальных участках массива Дзурамтай).

3. Главными причинами различий в продуктах тектонического преобразования гранитоидов служили: 1) минеральный состав, текстурно-структурные особенности, физико-механические свойства пород, а также величины стрессовых напряжений, возникающих при “протыкании” гранитоидами разных по мощности толщ фундамента или осадочного чехла. При рассмотрении особенностей строения пород наиболее важным является количество калиевого полевого шпата и кварца, структура (размер зерен, однородность зернистости, характер и степень вторичных изменений минералов, наличие микротрещин и каверн. Все эти данные влияют на физико-механические свойства пород, такие, как твердость, упругость, пластичность и пористость, с которыми и связана их способность к разрушению.

4. В продуктах тектонических преобразований гранитоидов, в зависимости от характера наложенных процессов (воздействия инфильтрационных вод или гидротерм, а также процессов поверхностного выветривания), усиливалась степень их дезинтеграции и разрушения (в массиве Дзурамтай) или, напротив, осуществлялась литификация с превращением в кремненные монолитные породы.

5. Установлено локальное проявление процессов каолинизации подземными водами продуктов тектонической дезинтеграции гранитоидов в протрузии массива Дзурамтай и возникновение здесь кварц-каолиновых тектонокластитов (которые могут ошибочно приниматься за переотложенные коры выветривания); приведены признаки, позволяющие идентифицировать эти генетически разные образования.

6. Анализируя вклад различных процессов, участвующих в дезинтеграции гранитоидов (остывание и контракция магматических пород, образование протрузий, поверхностное выветривание), можно предположить что наибольшие объемы дезинтегрированных пород связаны с гранитными протрузиями.

Авторы выражают признательность сотрудникам ГИН РАН М.Г. Леонову и Е.С. Пржиялговскому, а также геологам Бурятгеоцентра В.С. Платову и А.А. Савченко за ценные консультации. Мы также благодарим Ж. Бадамгарава – сотрудника Института геологии и минеральных ресурсов Монгольской академии наук за помощь в проведении полевых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: “Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляков Л.В. О контрузиях и контрузивных обломочных породах на примере подвижных поясов Перу и Тянь-Шаня // Подвижные пояса и месторождения. М.: УДН, 1982. С. 44–76.
2. Гептнер А.Р., Петрова В.В. Кремнистые минералы в базальтах Исландии: состав, условия образования // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 32–43.
3. Жмодик С.М. Геология радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 142 с.
4. Жмодик С.М., Малясова З.В. Распределение естественных радиоактивных элементов в современной коре выветривания гранитоидов Иволгинской котловины // Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. С. 106–117.
5. Журавлев Е.Г. Залежи нефти и газа в корях выветривания фундамента осадочных бассейнов // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 329–334.
6. Курносков В.Б., Гептнер А.Р., Петрова В.В. Гидротермальный литогенез // Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 272–306.
7. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

8. *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. 3–32.
9. *Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г. и др.* Процессы окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 2. С. 150–162.
10. *Осинов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
11. *Половинкина Ю.И.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. II. М.: Недра, 1966. 423 с.
12. *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: мат-лы XLIII Тектонического совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2010. С. 169–173.
13. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука. 1978. 152 с.
14. *Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина Л.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: СО РАН, 2001. 329 с.
15. *Хлыстов П.А., Дехтярева Л.А.* Основные этапы мезозойско-кайнозойского выравнивания и коробразования в Западном Забайкалье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. В. XIII. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во. 1970. С. 50–57.
16. *Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дойникова О.А.* О кластических дайках Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 104–123.
17. *Цеховский Ю.Г.* Литогенез в зонах активизации тектонического режима // Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 245–267.
18. *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.
19. *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С. и др.* Признаки экзогенной и тектонической дезинтеграции гранитоидов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту. Т. 2, Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 134–137.
20. *Цеховский Ю.Г., Япаскурт, О.В., Гусев И.М.* Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620–636.
21. *Шнит О.А.* Методика поисков скоплений нефти и газа в фундаменте // Актуальные проблемы геологии нефти и газа. М.: Нефть и газ. 2005. С. 187–195.

Рецензент А.И. Русин

The transformation in Dzuramtai and Tobhor granitoid protrusions (Mongolia and Transbaikalian area)

Yu. G. Tsekhovsky, T. F. Scherbakova, A. V. Poleschuk

Geological Institute of RAS

The specific features of structural-lithological transformations in granitoid protrusions in the Dzuramtai (Southern Mongolia) and Tobhor (Western Transbaikalian area) massifs are outlined in the article. These transformations have contributed to rock disintegration and tectonoclastite development, which are erroneously referred to sedimentary rocks. The features which distinguish tectonoclastites from sedimentary rocks were identified. It was established that the main reason leading to variable manifestations of tectonic disintegration in granitoids is heterogeneity of the composition, structure, and physico-mechanical properties of granites (Dzuramtai massif) and syenites or quartz syenites (Tobhor massif). In addition, the transformations of granitoids were controlled by various stress values and stress deformations during the piercing of variable thickness sedimentary cover by the dome of protrusion. The changes of granitoid tectonic disintegration products by superimposed processes (infiltration water or hydrotherms) and surface weathering, which enhance rock disintegration or, conversely, lead to their lithification were discovered. Local kaolinization of products of tectonic disintegration of granitoids by underground water and development of quartz-kaolin tectonoclastites (which can be mistake for redeposited weathering crust) was recorded in Dzuramtai massif protrusion. The signs allowing identifying of these genetically varying formations were presented.

Key words: protrusions of granitoids, tectonic disintegration, deformation of grains, pseudosedimentary clastic rocks (tectonoclastites), secondary transformations by infiltration waters, hydrotherms and surface weathering.