

УДК 551.24

ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ В СТРУКТУРЕ ЗОН ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

© 2014 г. Е. С. Пржиялговский, М. Г. Леонов, Е. В. Лаврушина

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
e-mail: prz4@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.05.2013 г.

В работе описаны структурно-тектонические парагенезы, определяющие строение и кинематику плитного этапа развития восточного сегмента Гоби-Алтайской и Гоби-Тяньшаньской зон внутриплитной активизации (Южная Монголия). Установлено, что характерной особенностью таких зон является комплекс деформаций, отвечающих объемному хрупко-пластическому сдвиговому течению. Наиболее ярко структурно-вещественная переработка проявлена в отдельных разновидностях гранитов, которые формируют специфические геоструктуры – кристаллические протрузии. Особенностью внутреннего строения протрузивных тел является разномасштабная фрагментация, интенсивные брекчирование, катаклаз и структурно-минеральная переработка горных пород, которые в совокупности способствуют возникновению тектонической подвижности горных масс в низкотемпературных приповерхностных условиях и обеспечивают процесс объемного (3D) тектонического течения в породах фундамента. Процессы объемного течения гранитоидов кристаллического фундамента, связанные с совокупным действием различных механизмов, которые обсуждаются в статье, предопределяют тектонический облик региона и особенности его эволюции.

Ключевые слова: гранитные протрузии, зоны внутриплитной активизации, тектонические парагенезы, Южная Монголия

DOI: 10.7868/S0016853X14030059

ВВЕДЕНИЕ

Для главных шовных структур плитного этапа, возникших на территории Монголии вдоль крупных палеозойских разломов и определивших региональную тектоническую делимость, характерны сложные разломно-складчатые парагенезы структур. Одним из характерных элементов этих парагенезов являются кристаллические гранитные протрузии, понятие о которых введено Ч. Лайелем в 1871 г. [5]. Гранитные протрузии отмечались в разных частях Центрально-Азиатского подвижного пояса [15, 17, 19, 29, 33], однако в понимании особенностей строения протрузивных образований и их взаимоотношений с другими структурами зон активизации имеется еще много пробелов. В представленной работе на примере ключевых объектов описаны структурно-кинематические парагенезы двух зон внутриплитной тектонической активизации Южной Монголии Гоби-Алтайской и Гоби-Тяньшаньской (рис. 1).

Геология Южной Монголии, в том числе и изученных участков, описана во многих публикациях [3, 6, 8–12, 21, 39, 40, 42, 46–48, 52 и др.], данные которые дополняют собственные наблюдения авторов статьи.

Наиболее заметно деформации плитного этапа проявились вдоль активизированных в мезозойско-кайнозойское время палеозойских шовных структур, в частности, таких как палеозойские Гоби-Алтайская и Гоби-Тяньшаньская (Заалтайская) зоны, отвечающие герцинским аккреционным клиньям [10, 47, 48], окончательное оформление которых связано уже с новейшим тектогенезом и которые отчетливо выражены в современном рельефе. Гоби-Алтайская зона отвечает срединному сегменту Главного Монгольского линеамента, который представляет собой одну из важнейших структурных линий Южной Монголии и трассирует зону сочленения каледонской (к северу от линеамента) и герцинской (к югу от линеамента) геотектонических провинций региона.

В настоящее время эти зоны внутриплитной активизации представляют собой узкие (0–30 км) и протяженные (до 1000 км) полосы выходов палеозойского фундамента с кулисно расположенными горными грядами, приподнятыми на высоту до трех и более тысяч метров и обрамленные отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Эти зоны ограничены крупными сдвигами и взбросами, являются областями концентрации разломов, разномасштабных пликативных и дизъюнктивных деформаций, геоморфологиче-

ских аномалий, т.е. они обладают чертами типичных зон концентрированной деформации (ЗКД) [16].

Активизация ЗКД происходила в изменяющемся поле тектонических напряжений, что нашло отражение в структурных парагенезах чехла, особенностях разрезов осадочных комплексов, структурных несогласиях, положении конседиментационных прогибов и поднятий. Во времени чередуются этапы транспрессии и транстенсии. Равным образом, обстановка транспрессии и транстенсии проявлялись синхронно на разных отрезках активизированных зон. Транстенсивные условия (для Гоби-Алтая позднеюрско-раннемеловая фаза отчетливо проявились не только в характере осадконакопления, но сопровождалась также вулканизмом, геохимические и изотопные особенности которого позволяют относить его к рифтогенному типу [11, 12, 36, 41]. Транспрессия сопровождалась наиболее контрастными орогенческими движениями, складчатостью и последующим накоплением моласс, которые по характеру разрезов отличаются от отложений рифтогенных трогов [38]. В целом для платформенного этапа на обширной территории к югу от Хангайского блока отмечается преобладание сдвиговой и сдвигово-взбросовой кинематики относительных смещений по субширотным разломам [10, 46], что проявляется в конфигурации локальных конседиментационных прогибов мезозоя, имеющих широтное или северо-восточное простирание, и в положении гребневидных поднятий-горстов северо-западной ориентировки (см. рис. 1). На новейшем этапе активизация Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня нашла отражение в сейсмической активности и в формировании среднегорного и высокогорного рельефа. Для этого этапа характерны левосторонние смещения по субширотным разломам в условиях транспрессии [25, 47]. Последняя наиболее отчетливо проявилась в сегментах СЗ простирания. Ниже рассмотрено геологическое строение двух ключевых участков: объекта “Дзурамтай”, принадлежащего области восточного замыкания Гоби-Тяньшаньской ЗКД, и объекта “Танын”, расположенного в пределах Гоби-Алтайской зоны.

ОБЪЕКТ “ДЗУРАМТАЙ”

Объект назван по наименованию гор Дзурамтай, которые образуют линзовидный выступ фундамента на ЮВ окончании тектонической зоны Гобийского Тянь-Шаня (см. рис. 1, 2). Размер горста составляет 15 × 30 км, относительные превышения над уровнем окружающих депрессий достигают 250–300 м. В строении горного кряжа принимают участие позднесилурийские и раннедевонские метавулканиды и осадочно-метаморфические породы, а также гранитоиды позднекаменноугольного возраста [3, 7]. Кряж является одним из фрагментов Гоби-Тяньшаньской зоны, которая представляет собой узкую и протяжен-

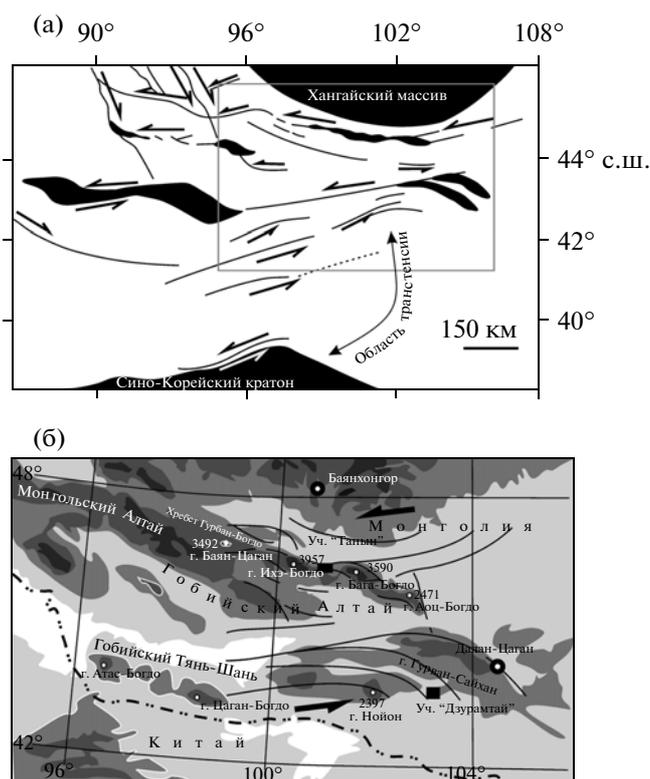


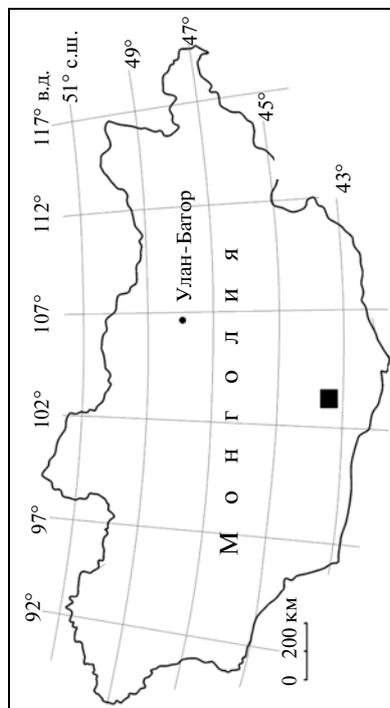
Рис. 1. Кинематика региональных разломных зон Южной Монголии: а – по [47], прямоугольная область соответствует рисунку 1б; б – выраженность основных разломов Гоби-Алтайской ЗКД и восточной части Гоби-Тяньшаньской ЗКД в современном рельефе (прямоугольниками показано положение детальных участков)

ную полосу, включающую серию линзовидных горных массивов, сложенных породами палеозоя. Общая конфигурация зоны, линзовидно-петельчатый рисунок разломной сети, ориентация разломов, кулисное расположение отдельных массивов, выжимание их в верхние горизонты коры – все это свидетельствует о транспрессивной природе зоны Гобийского Тянь-Шаня, по крайней мере, на новейшем этапе развития [47].

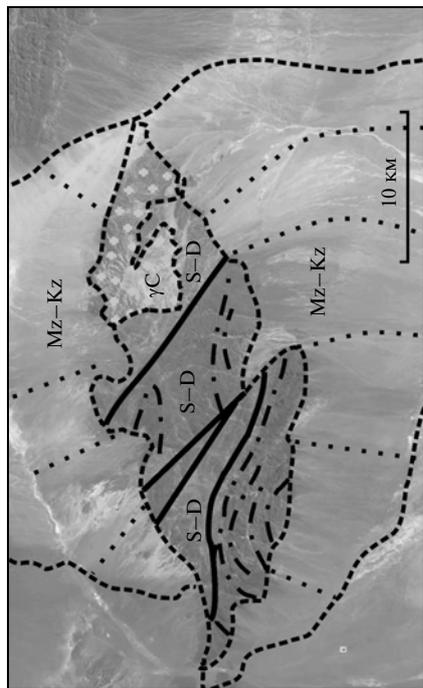
Плитный чехол

Выступ палеозойских пород обрамлен мезозойско-кайнозойскими отложениями межгорных впадин: с севера – Цагангольской, с юга – Бохтынской. Породы чехла в целом залегают моноклинально на бортах массива, с углами падения 30°–40° к центру впадины.

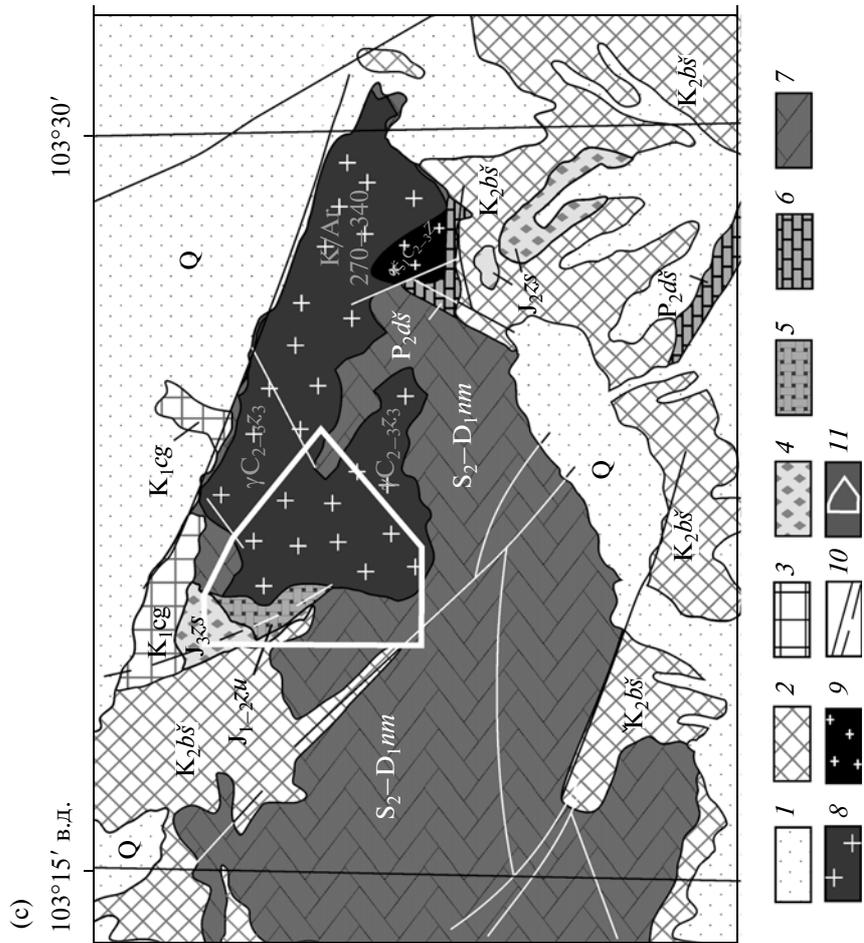
В основании чехла залегают фаунистически охарактеризованные отложения дзурамтайской свиты (J₁₋₂), представленные угленосной молассой [3, 39, 40]. Разрез начинается с пачки (4–6 м) углистых алевролитов и алевролитистых глин, с маломощными линзами песчаников и бурых углей и с обильными включениями растительного детри-



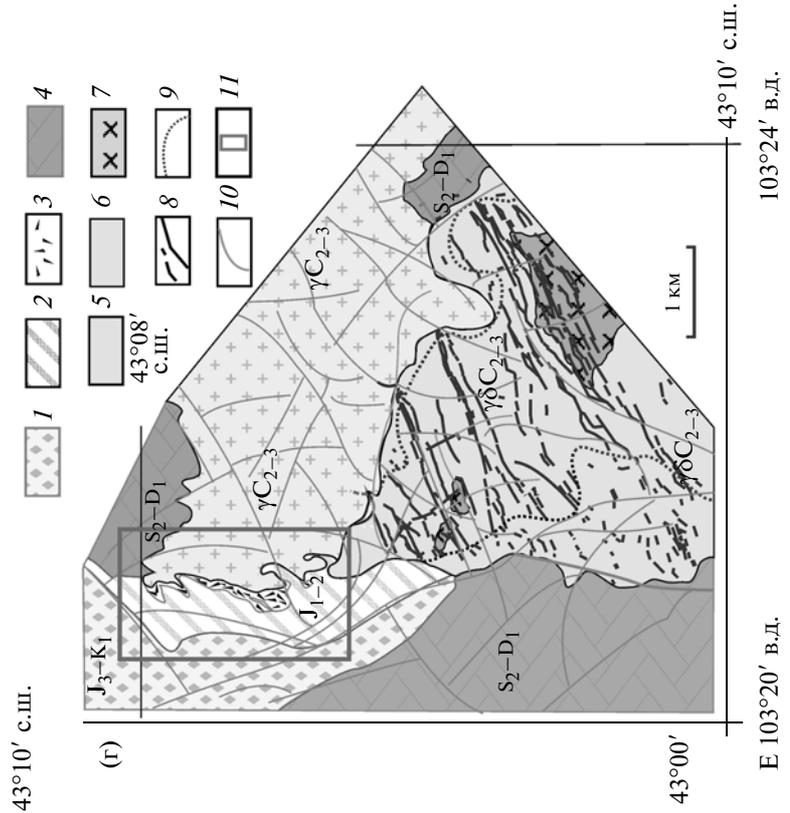
(a)



(б)



(c)



(г)

Рис. 2. Массив Дзурамтай: а – положение на территории Монголии; б – космоснимок, отражающий линзовидную форму массива и основные структурно-морфологические линии; в – геологическая карта северо-восточной части массива по [7] с уточнениями. 1 – четвертичные отложения; 2 – *баинширэнская свита*, песчанисто-глинистая толща (K_2bs); 3 – *цаганарагская свита*, терригенная толща (K_1cg); 4 – *зунсужинская свита*, красноцветно-пестроцветная толща (J_3zs); 5 – *дзурамтайская свита*, углисто-терригенная толща ($J_{1-2}zm$); 6 – *джиншитинская свита*, конгломераты (P_2ds); 7 – *номгонская свита*, хлорит-серицитовые сланцы и метавулканыты (S_2-D_{1nt}); 8 – мелкокристаллические биотитовые граниты *дзурамтайского комплекса* (γC_{2-3z}); 9 – кварцевые сиениты ($q\delta C_{2-3}$); 10 – разломы; 11 – граница участка исследований (рис. 2г); г – геологическая схема западной части Дзурамтайского гранитоидного массива. 1 – красноцветно-пестроцветная толща (J_3-K_1); 2 – углисто-терригенная толща (J_{1-2}); 3 – кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты ($Kz?$); 4 – хлорит-серицитовые сланцы и метавулканыты (S_2-D_1); 5 – средне-крупнокристаллические плагиограниты, гранодиориты ($\gamma\delta C_{2-3}$); 6 – мелкокристаллические биотитовые граниты (γC_{2-3}); 7 – диориты (δC_{2-3}); 8 – дайки основного состава и аплитов ($C_{2-3}?$); 9 – граница зоны тектонической фрагментации даек; 10 – разломы; 11 – граница участка детализации (рис. 3)

та с отпечатками флоры. Выше располагается толща (150 м) сероцветных конгломератов с прослоями песчаников, алевролитов, углистых глин.

Дзурамтайская свита перекрыта красноцветными и пестроцветными континентальными терригенными породами зунсужинской (J_3), цаганарагской (K_1) и баинширэнской (K_2) свит [3]. Отложения этой части разреза представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями и линзами известняков, бурых углей, редкими пластами базальтов. Суммарная мощность мезозойских отложений [39] составляет ≈ 1400 м. Грубообломочные отложения имеют полимиктовый состав, но судя по отсутствию в осадках значительной примеси гранитного материала, гранитные массивы в это время не были экспонированы на уровень денудации.

На мезозойских отложениях с размывом и угловым несогласием залегают конгломераты и брекчии Q_{2-3} (до 10 м). Однако, в отличие от подстилающих мезозойских отложений, в обломочном материале начинают доминировать продукты разрушения гранитов. Это свидетельствует о том, что гранитный массив в это время (по аналогии с другими районами, вероятно, в неогене) был выведен на земную поверхность и стал одним из основных поставщиков обломочного материала в четвертичное время.

Тектоническая структура гранитоидов и их деформация

На северо-восточной периферии кряжа расположен полифазный гранитный массив позднекаменноугольного возраста, образующий наиболее приподнятые участки рельефа. Согласно K/Ag датировкам, возраст гранитов 270–340 млн лет [7]. На востоке, юге и юго-востоке гранитоиды контактируют с палеозойскими образованиями, на северо-западе погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения. Описание геологического строения массива содержится в ряде публикаций [28, 39].

Юго-западная часть массива представлена средне- и крупнокристаллическими, иногда порфиридовидными бледно-розовыми плагиогранита-

ми и лейкодиоритами, среди которых в виде ксенолитов или крупных тел неправильной формы встречаются мелкокристаллические гранодиориты (см. рис. 2б, в). С севера и северо-востока плагиогранитное “ядро” массива обрамляется биотит-двуполевошпатовыми розовато-серыми гранитами. Структура гранитов – от мелко- до среднекристаллической. Контакты гранитов с гранодиоритами и плагиогранитами центральной части массива резкие и повсеместно тектонизированы.

Плагиогранитоное ядро массива рассечено многочисленными дайками и жилами известково-щелочных лампрофиров с подчиненным количеством аплитов и пироксенитов. Мощность даек от 0.5 до 7–8 м, залегание крутое, ориентировка ЮЗ–СВ. Дайки, за исключением единичного случая, не пересекают контактовую зону с гранитами северного крыла. По всей видимости, этап внедрения большинства даек главенствующего северо-восточного простирания предшествовал интрузии гранитов северной части массива.

Гранитоидный массив относительно изометричен в плане и образует куполообразную морфоструктуру сложной формы. Поверхность массива в прибортовой части перекрыта мезозойскими отложениями, подошва которых соответствует домезозойской поверхности выравнивания. Можно полагать, что раздел “гранитоиды/чехол” был первично субгоризонтальным или слабонаклонным, однако в современной структуре на некоторых участках он сложно деформирован (рис. 3), о чем сказано ниже. Для плагиогранитов характерна субвертикальная трещиноватость меридионального и северо-западного простирания с линзовидной блочной делимостью массива, слабее проявлена горизонтальная трещиноватость. По крутым трещинам в центральной части массива отмечены сдвигово-сбросовые смещения даек базитов с амплитудами 1–3 м (иногда до 7 м). Смещения имеют разнонаправленный характер и почти не нарушают общего рисунка протяженных даек, возникших по наиболее ранней системе трещин (см. рис. 2г).

Вдоль западного тектонизированного контакта гранитов с нижнепалеозойскими сланцами, а также на границе с мелкокристаллическими гра-

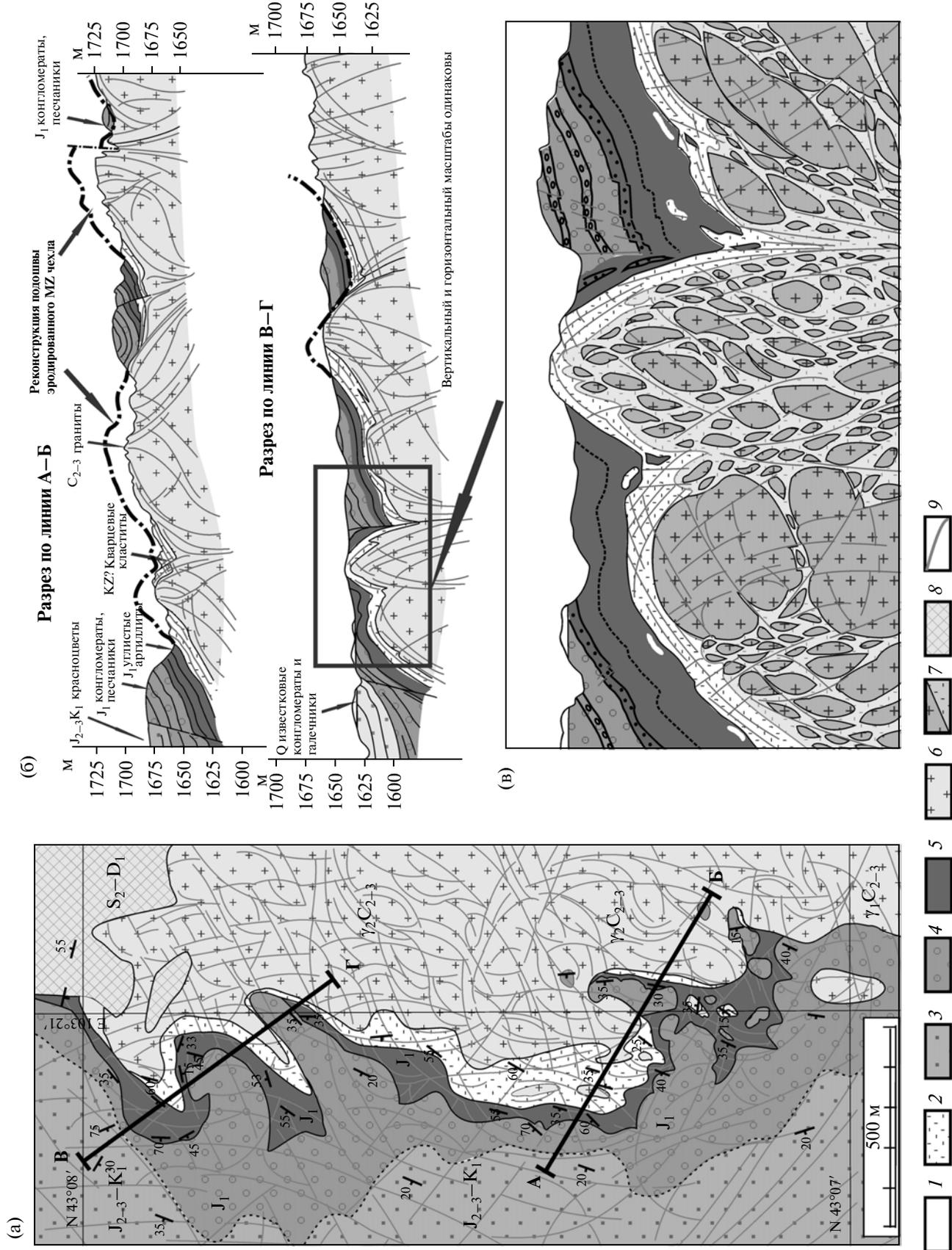


Рис. 3. Северо-западная бортовая зона массива Дзурамтай: а – геологическая карта (составлена с использованием данных авторов, А.В. Никитина и А.В. Полещука); б – разрезы (на разрезах штрих-пунктиром показана реконструкция современного положения подошвы мезозойского осадочного чехла); в – принципиальная модель характера дезинтеграции гранитов (пояснения в тексте)

1 – четвертичные отложения (на разрезах); 2 – кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты по гранитам; 3 – красноцветно-пестроцветная терригенная толща (J_3-K_1); 4, 5 – углисто-терригенная толща (J_1): 4 – конгломераты и песчаники, 5 – углистые алевролиты; 6 – средне-крупнокристаллические граниты (γC_{2-3}); 7 – граниты, в различной степени дезинтегрированные (на рис. в): а – трещиноватые, б – брекчированные и катаклазированные; 8 – метаосадки и метавулканы, нерасчлененные (S_2-D_1); 9 – крупные трещины и зоны трещиноватости

нитам на северо-востоке участка наблюдается фрагментация даек (рис. 4а), но деформации здесь не сопровождаются упорядоченными сдвиговыми подвижками: относительные смещения фрагментов даек чаще всего малоамплитудные и разнонаправленные, как и в центре массива. Отсутствует также закономерная ориентировка плоскостных структур, характерная для зон сдвигового течения.

В северной части массива, сложенной средне-кристаллическими розовыми гранитами, для пород характерна плитчатая и линзовидная отдельность, ориентированная в северо-восточных румбах. На северо-западной периферии массива крутопадающая трещиноватость дополняется наклонной, субпараллельной поверхности склона и кровле гранитов, погружающихся под осадочные породы. По границам линзовидных фрагментов отмечаются незначительные смещения, тектонические зеркала. Иногда это четко ограниченные линзы и блоки, иногда не переработанные полностью граниты образуют “пятна” и “шары” с нечеткими границами и постепенными переходами к окружающим их брекчиям и другим катаклазитам. Шарообразные формы вообще характерны для тектонически дезинтегрированных гранитов, испытавших катакластическое объемное течение [15, 17]. В породах 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. Размер линзовидной отдельности гранитов варьирует от первого метра до десяти метров по длинной оси, а в аплитовидных разностях составляет 20–60 см (см. рис. 4б).

На границах линз (ромбоэдров) встречаются зеркала тектонического скольжения с зонками хлоритизации и другие признаки незначительных смещений. Ориентировка линзовидных блоков (структур мезоуровня) меняется в соответствии с ориентировкой трещиноватости более высокого ранга, которая также образует линзовидные и верные структуры (макроуровня), хорошо видимые на космоснимках. В целом интенсивность дезин-

теграции гранитов ослабевает к центру гранитного тела и нарастает к его периферии.

Кровля гранитов в первом приближении имеет куполообразную форму, которая обрисовывается по доюрской поверхности выравнивания и конформными с ней вышележащими отложениями осадочного чехла. В приконтактной полосе северо-западного борта граниты и залегающие выше

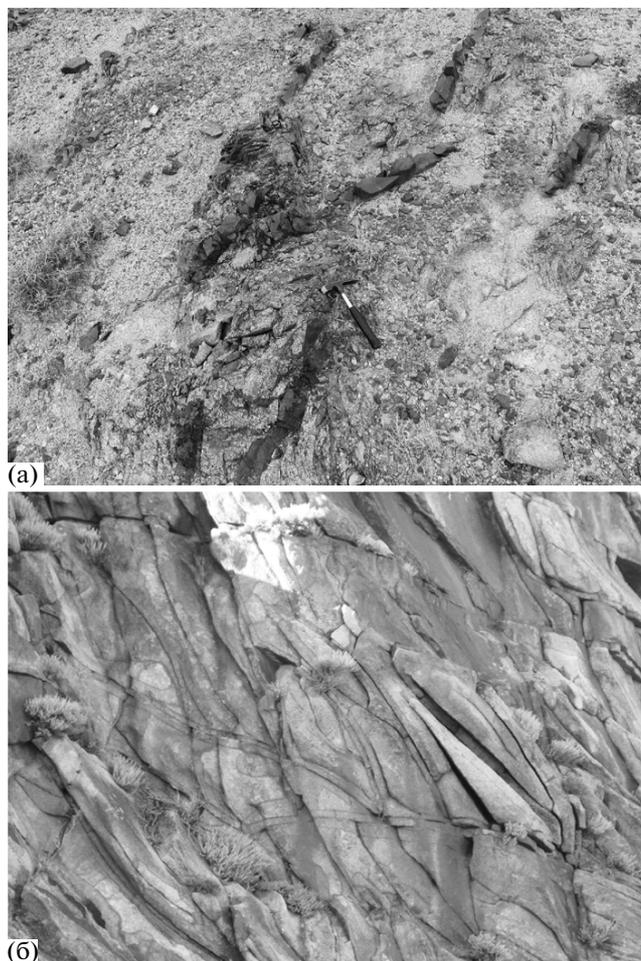


Рис. 4. Структуры квазипластического течения в бортовых зонах Дзурамтайского массива: а – фрагментация и переориентировка частей даек на периферии гранодиоритового ядра; б – линзовидная отдельность гранитов северо-западного борта с рассредоточенными смещениями по границам линз-ромбоэдров

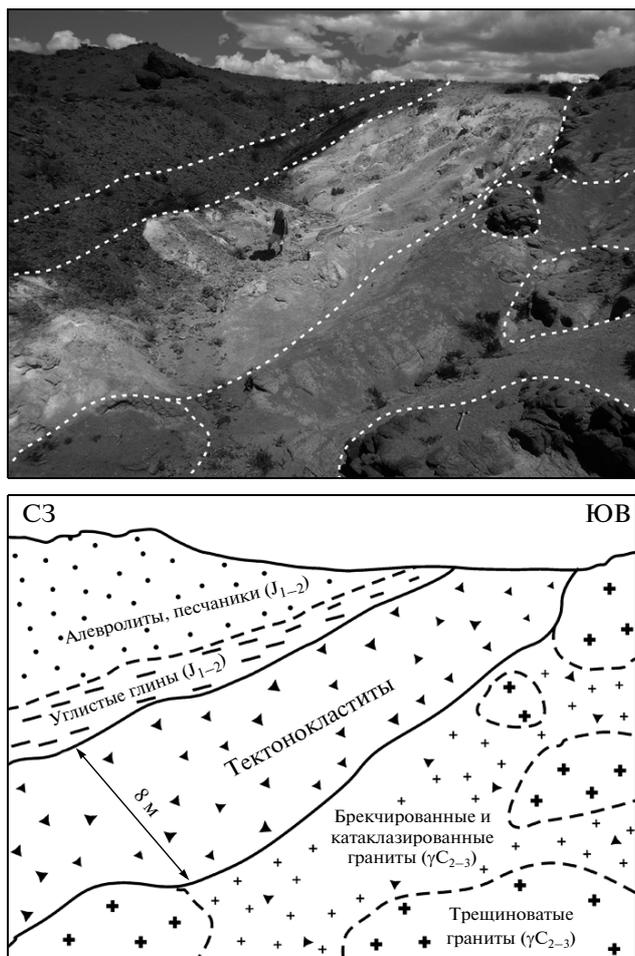


Рис. 5. Положение тектонокластитов на границе катаклазированных гранитов и отложений осадочного чехла

стратифицированные осадочные толщи юрского и нижнемелового возраста совместно деформированы и образуют многочисленные почковидные, купольные или гребневидные структуры антиклинального типа, сопряженные со сжатыми синклиналиями (см. рис. 3). В местах сочленения антиклинальных и синклиналильных перегибов фиксируются субвертикальные зоны срывов, интенсивного дробления, расланцевания, милонитизации. Тем не менее изгибы поверхности чаще происходят без разрыва сплошности, что позволяет рассматривать их как пликативные деформации.

Размеры локальных выступов и поднятий, осложняющих погружающуюся полого к северо-западу кровлю гранитного фундамента, составляют первые десятки метров в плане и по вертикали, а вся зона деформаций имеет ширину не менее 250 м. Складки имеют различную форму: иногда это широкие открытые структуры с пологими замками, иногда почти изоклиналильные, с острыми шарнирами. В апикальной части массива чехольные отложения денудированы, и реперы, позволяющие судить о форме массива, отсутству-

ют. Однако, меньшая степень дезинтеграции гранитов в центральной части массива, указывает, что деформация его домезозойской поверхности выравнивания здесь менее сложна. Можно полагать, что массив, включая его слабо деформированное ядро, в виде штока-купола поднимался к поверхности, приподнимая или прорывая мезозойский чехол и вмещающие граниты метаморфические комплексы.

Одним из конечных продуктов тектонической дезинтеграции являются аркозовые “тектонокластиты” [39]. Они развиты как внутри гранитного массива, так и на его периферии — на контакте гранитов и осадочного чехла (рис. 5). Это обломочная порода аркозового состава дресвяной и песчаной размерности, по сравнению с гранитами обогащенная кварцем (до 70–90%) и каолином. На опубликованных геологических картах горизонт кластитов отнесен к базальной толще нижней юры. Однако в них отсутствуют окатанность и сортировка включений, слоистость и стратификация, нет ископаемой фауны и флоры, углистых глин, столь характерных для юрских отложений. Для кластитов характерны хаотичное распределение остроугольных обломков, волнистая отдельность, иногда — сланцеватость, субпараллельная границе с фундаментом, и, что важно, постепенные переходы в дезинтегрированные граниты.

Все сказанное, наряду с данными по другим объектам, показывает несомненное участие тектонического фактора в образовании тектонокластитов. Обогащение кварцем происходит, вероятно, как за счет механического удаления из породы продуктов разрушения и замещения полевых шпатов, так и благодаря окварцеванию цемента брекчий с постепенным увеличением размерности рекристаллизованных зерен и сопровождается преобразованием пород кислыми подземными водными растворами. Однако нельзя исключить, что тектонокластиты сформированы не непосредственно по гранитам, а по домезозойской коре выветривания, первично представленной уцелевшим от предрьюрского разрыва кварц-каолиновым панцирем, столь свойственным автоморфным корам выветривания кислых магматических пород [18, 39]. Отличия тектонокластитов от типичного элювия могут быть связаны как с последующей тектонизацией описанного контакта, так и с выветриванием тектонизированных гранитов [18].

Контакты кластитов с юрскими отложениями и с дезинтегрированными гранитоидами могут быть резкие, с зеркалами скольжения, но чаще граница “граниты/тектонокластиты” выражена “прогрессивным”¹ переходом: постепенной потерей признаков коренной породы и приобретением признаков хаотической смеси (микстита).

¹ Термин введен П. Грацианским [49].

Контакты такого типа неоднократно описаны [49, 56], и они обусловлены тектоническим дроблением различного состава и строения пород в процессе их проскальзывания относительно друг друга. Складчатая форма поверхности выравнивания и осадочного чехла является “отражением” объемной деформации кристаллического основания, а изгиб первично субгоризонтальной поверхности выравнивания невозможен без объемной реидной² деформации гранитов [15, 17, 26]. В наибольшей степени реидные деформации захватили периферические части массива, к центру интенсивность процесса ослабевает. При этом интенсивность и формы структурных преобразований различны в разных частях массива, что свидетельствует о неоднородности деформации и характерно для процесса тектонического течения.

Структурно-вещественные преобразования пород массива проявляются не только на макро- и мезоуровнях, но и на уровне минеральных зерен. При переходе от неизмененных (слабоизмененных) гранитов к интенсивно дезинтегрированным в зернах полевых шпатов и кварца возникает внутрикристаллическая трещиноватость, дробление, катаклаз, грануляция. Кристаллы биотита и мусковита нередко изогнуты, разорваны, характеризуются неравномерным, волнообразным угасанием. В брекчированных гранитах количество полевых шпатов в обломках уменьшается до 50–40%, а в тектонокластитах не превосходит 20–15%; содержание кварца, напротив, возрастает, достигая 50–60% и более от общего объема породы. Новообразованные минеральные агрегаты представлены продуктами механического дробления и рекристаллизации исходных “гранитных” минералов. Местами наблюдается перекристаллизация кварца с увеличением размера зерен, что свидетельствует, по мнению И.М. Симановича [34], о P–T-параметрах низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Верхний предел температур минеральных преобразований, по-видимому, не превышал 200–300°C, а фоновые температуры были еще ниже.

По поводу времени экспонирования Дзурамтайского гранитоидного массива можно отметить следующее. В перекрывающих массив мезозойских отложениях обломочный материал гранитоидов (за исключением аплитов) отсутствует. Следовательно, в период J₁–K₂ граниты либо еще находились на глубине, либо длительная эпоха предюрской пенепленизации привела к полному выравниванию рельефа, выносу продуктов размыта за пределы региона, формированию площадной коры выветривания и отсутствию условий для седиментации. Второй вариант вполне вероятен, на что указывает присутствие отторженцев аплитов, фрагменты которых хорошо со-

храняются в корах выветривания [18]. В этом случае в период с перми до ранней юры граниты были перемещены с уровня консолидации (с глубин в несколько километров) до уровня действия гипергенных процессов.

Вторая фаза подъема могла произойти не ранее конца позднего мела, но информации о положении гранитов в период с конца позднего мела до плиоцена мы не имеем в силу отсутствия осадков этого возраста. Вне сомнения, граниты находятся в зоне размыта в плиоцене–плейстоцене, о чем свидетельствует массовое появление в этих осадках продуктов разрушения Дзурамтайских гранитоидов [39]. Активный подъем гранитов, по-видимому, происходит и в настоящее время, что подтверждается высоким гипсометрическим положением гранитов, хотя они представляют собой полностью дезинтегрированную массу, легко подвергающуюся размыту и разрушению.

ОБЪЕКТ “ТАНЫН”

Объект “Танын” расположен в центральной части Гоби-Алтайской тектонической зоны (см. рис. 16). Район исследования соответствует области сочленения горных массивов Бага-Богдо и Ихэ-Богдо, которые сложены палеозойскими породами и образуют ориентированные несколько косо к основному субширотному простиранию зоны горст-антиклинали с высотами до 3500–3900 м. В исследованном сегменте Гоби-Алтайской зоны (Тормхонская седловина) ее ширина составляет всего несколько километров, а абсолютные отметки вершин не превышают 1800 м. Палеозойский фундамент частично перекрыт здесь мезозойским чехлом.

Литостратиграфические комплексы

В пределах изученного участка (рис. 6) фундамент сложен преимущественно серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами: метаморфизованными осадочными породами и вулканитами среднего и кислого состава, отнесенными по аналогии с фаунистически охарактеризованными метаосадками соседних районов к позднему палеозою, а также изолированными блоками позднепериферических (?) мраморов [3, 4, 6, 42, 48]. Метаморфические толщи прорваны телами и массивами различных интрузивных пород, среди которых отмечаются: ультраосновные породы (серпентинизированные дуниты и пироксениты), габбро, диориты, разнообразные гранитоиды (порфириовидные биотит-роговообманковые, лейкократовые, сиениты и граносиениты, метасоматические граниты), жильные породы различного состава. Особо нужно упомянуть раннепермские лейкограниты улагчинского комплекса [4], которые слагают небольшие массивы и впоследствии станут предметом более подробного описания. Геохимические и изотопные характеристики

² Под реидной деформацией мы понимаем все виды тектонического течения [14, 15].

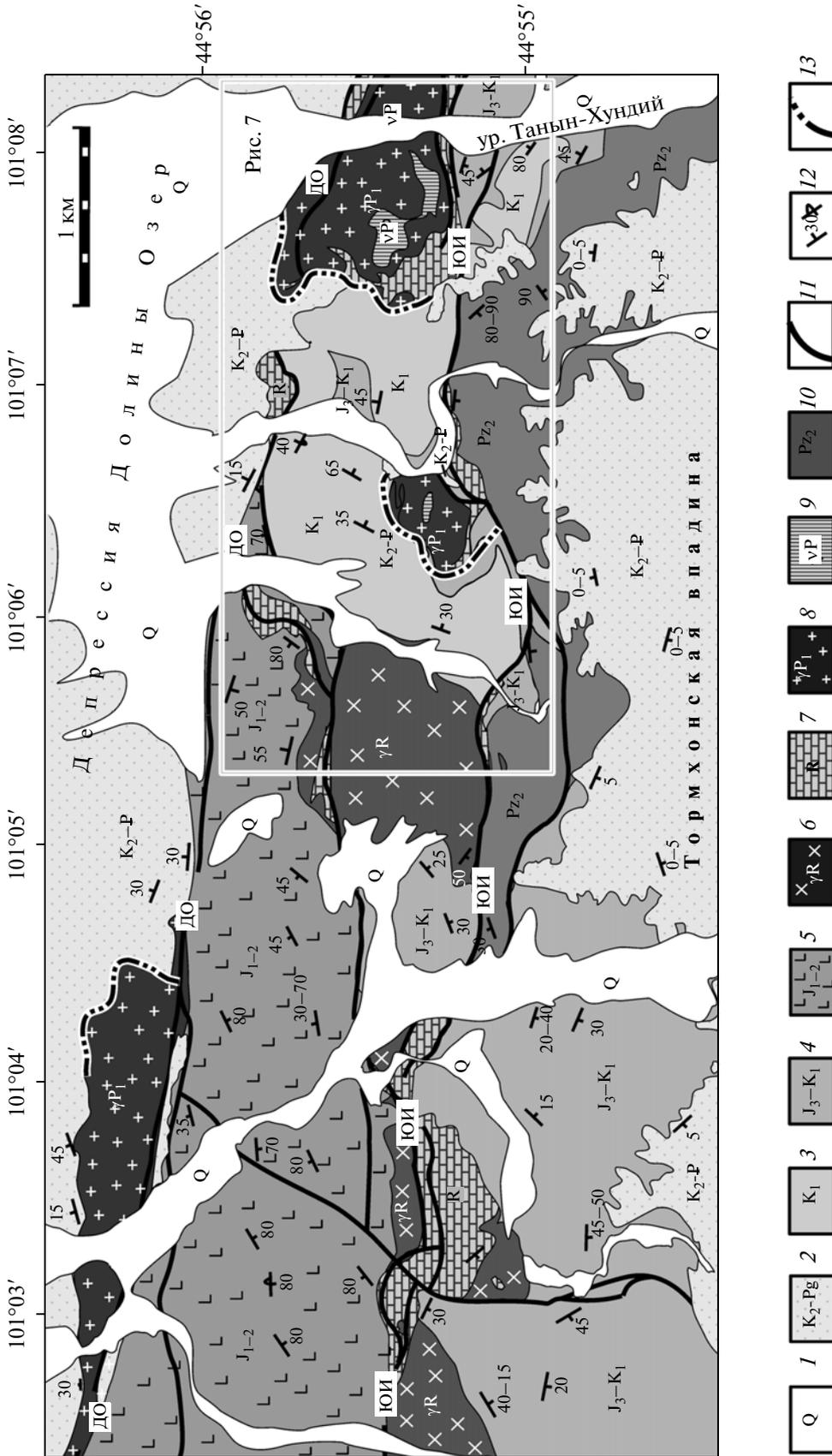


Рис. 6. Геологическая карта участка “Танын” (составлена авторами с использованием полевых данных Ю.Г. Цеховского, Ж. Бадамгарав) 1 – современные рыхлые отложения; 2 – отложения K_2-P нерасчлененные; 3 – отложения K_1 ; 4 – отложения J_3-K_1 ; 5 – отложения J_{1-2} ; 6 – мраморы (R?); 7 – порфиroidные граниты (γR); 8 – лейкограниты, гранодиориты, граносениты (γP_1); 9 – основные и ультраосновные интрузии (νP_1); 10 – метаморфические породы Pz_2 ; 11 – главные разломы; 12 – элементы залегания; 13 – прогнессивные контакты гранитоидов γP_1 с осадочным чехлом. Разломы: ДО – Долиноозерский; ЮИ – Южный Ихэбогдинский

позволяют относить их к постороженным внутриплитным (поздне- и пост-складчатым) интрузиям [12, 42, 50], как и комагматичные им интрузии базит-ультрабазитового состава. Минеральный состав лейкогранитов: кварц (25–30%), плагиоклаз (35%), калиевый полевой шпат (35–40%), биотит и мусковит (1–5%). Плагиоклаз (олигоклаз) и калиевый полевой шпат в породе частично или полностью пелитизированы и сосюритизированы, иногда подвержены очаговой карбонатизации. Биотит и мусковит как правило замещаются хлоритом. Структура недеформированных лейкогранитов гипидиоморфнозернистая. Однако заметим, предвзяв дальнейшее изложение, что неизменные разности гранитов встречаются только в виде реликтовых останцов среди интенсивно тектонизированных разностей.

Общей чертой вещественных преобразований пород фундамента является сочетание имеющих площадное распространение слабометаморфизованных пород, не выходящих за пределы зеленосланцевой фации, с относительно ограниченными по размеру “объемами” более высоко метаморфизованных аналогов [6, 48].

На фундаменте с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозойско-кайнозойского чехла – неметаморфизованные, но в разной степени деформированные. Эти отложения обычно обогащены грубообломочным материалом, на основании чего их традиционно относят к формации орогенных моласс [21, 22], но в последнее время часть красноцветно-пестроцветных толщ выделяют как аридную фэновую формацию, отложения которой накапливались в основании прибортовых уступов рифтогенных троговых долин [38].

В разрезах мезозоя и центральной части Гобийского Алтая, согласно наиболее общепринятой стратиграфической схеме [3, 21, 40] снизу выделяются:

– *бахарская свита* (J_{1-2}), представленная щелочными базальтами, андезитами и сероцветными терригенными отложениями общей мощностью более 200 м;

– *шарылинский* (J_3) и *цаганцабский* (J_3-K_1) горизонты красноцветных грубообломочных и вулканогенных отложений изменчивых по фациальному составу и мощности (до 180 м);

– *дзунбаинская серия* (K_1), включающая *шинэхудукский* (баррем–готерив) и *хухтыкский* (апт–альб) горизонты, сложенные соответственно мергелисто-глинистыми отложениями с характерными прослоями “бумажных” углеродистых сланцев и пелитоморфными известняками и мергелями, суммарная мощность которых обычно не превышает 120 м;

– *сайшандинская свита* (K_2) [40] преимущественно грубообломочных отложений, со стратиграфическим или незначительным угловым несо-

гласием перекрываемая палеогеновыми терригенными отложениями.

Мезозойские отложения изменчивы по мощностям и фациально, что отражает конседиментационный характер внутриплитной тектонической эволюции Гоби-Алтая.

Тектоническая структура

Описание тектоники рассмотренного сегмента Гобийского Алтая и примыкающих впадин основано на личных наблюдениях и литературных данных [6, 9, 10, 21, 25, 32, 42, 46–48, 52 и др.]. Деформационные структуры и их ансамбли изучались на макро-, мезо- и микроуровнях.

Гоби-Алтайская зона представлена тремя тектоническими доменами субширотного простирания: Северным, Центральным и Южным, которые выделяются на изученном участке (рис. 6, 7). Все три домена имеют складчато-метаморфический палеозойский фундамент и отличаются один от другого набором формаций плитного чехла, тектонической структурой (на макро- и мезоуровнях) и геоморфологией. *Северный домен* отвечает депрессии Долины Озер, выполненной эпиплатформенными отложениями верхнего мела – палеогена. Характерен полого-куэстовый рельеф в южной его части, сменяющийся выровненной равниной (с отметками 1450–1550 м) со слабым наклоном поверхности в северном направлении. *Южный домен* сложен породами палеозойского фундамента и несогласно залегающими на них эпиплатформенными, полого залегающими отложениями юры–палеогена, которые образуют равнинное плато, приподнятое на высоту около 1700 м. *Центральный домен* соответствует Гоби-Алтайской цепи хребтов и сложен породами складчато-метаморфического основания, частично перекрытых мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, испытавшего существенно более интенсивную деформацию, чем одновозрастные отложения Северного и Южного доменов. Латеральная неоднородность подчеркивается также наличием поперечных простиранию домена седловин, выполненных отложениями плитного чехла. Рельеф в пределах исследованного участка – Тормхонской седловины – среднегорный, сильно расчлененный.

С севера и с юга центральный домен ограничен крупными разломными зонами субширотного простирания, которые входят в Гоби-Алтайскую разломную зону, и по которым он граничит с Северным и Южным доменами. Северная граница представлена кулисно подставляющими друг друга разломами (вбросо-сдвигами, сдвигами и надвигами), известными как Долиноозерский разлом; южная – несколько более размыта и соответствует Южной ветви Ихэ-Богдинской системы разломов. Долиноозерский и Ихэ-Богдинский разломы относятся к крупным левым сдвигам. Разломы северной и южной ветвей то сходят-

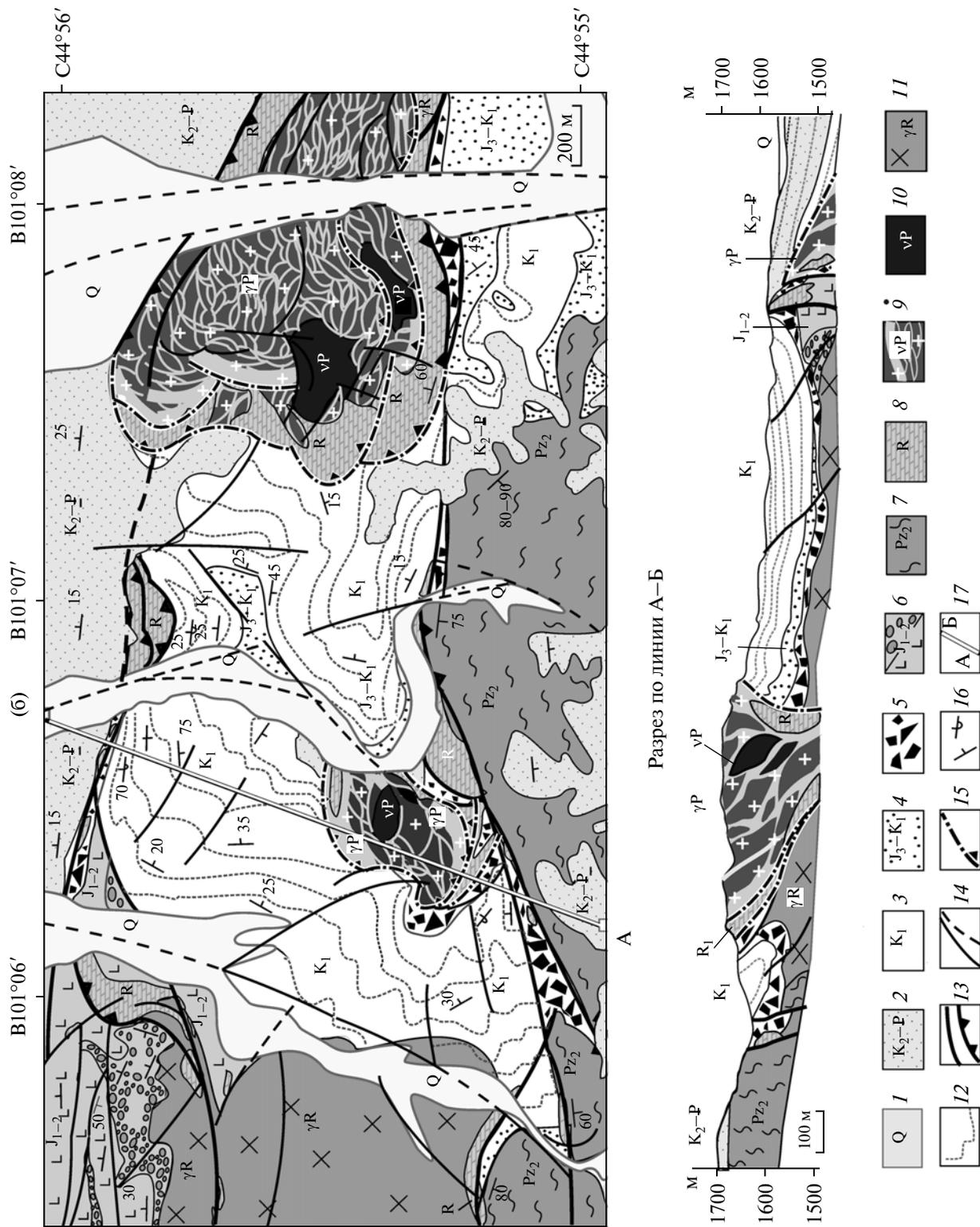


Рис. 7. Детализированный фрагмент геологической карты участка “Танын” и поперечный разрез

1 – современные рыхлые отложения; 2 – верхнемеловые-палеогеновые отложения (конгломераты, песчаники), нерасчлененные; 3 – нижнемеловые сероцветные терригенно-карбонатные отложения; 4 – верхнеюрско-нижнемеловые красноцветные грубообломочные и вулканогенно-осадочные отложения; 5 – слабосортированные глыбово-щебнистые глинистые позднеюрские отложения – хаотические комплексы тектоно-гравитационного типа, частично тектонизированные в позднем мелу и кайнозое; 6 – средне-верхнеюрские вулканиты (а) и терригенные грубообломочные сероцветные отложения (б); 7 – верхнепалеозойские метавулканиты и серицитовые сланцы; 8 – рифейские мраморы; 9 – позднепалеозойские лейкограниты дезинтегрированные, с линзовидной фрагментацией; 10 – позднепалеозойские основные и ультраосновные интрузии; 11 – рифейские порфиroidные граниты; 12 – маркирующие горизонты; 13 – главные разломы и надвиги; 14 – второстепенные разрывные нарушения и предполагаемые под современными осадками (пунктир); 15 – протрузивные контакты; 16 – элементы залегания; 17 – линия разреза

ся в единую плоскость, то расщепляются, образуя петельчатый структурный рисунок и ограничивая кулисно-расположенные линзовидные блоки.

Для субширотных сегментов Гоби-Алтайской зоны характерна сдвиго-взбросовая кинематика смещений по главным разломам, а в ориентированных в СЗ румбах преобладают взбросы и надвиги с меньшей сдвиговой компонентой. Для последних характерно двустороннее разваливание разломных плоскостей по краям: наклон плоскостей к югу – на южном борту зоны и к северу – на северном, типичная для зон концентрированной деформации трансpressивного типа [16] “структура цветка” или “пальмового дерева”. На границе с впадинами они часто трансформируются в краевые надвиги с зонами милонитизации и меланжа мощностью от первых метров до и более 10 метров (рис. 8а). Зоны разломов маркируются “обдавленными” глыбами и линзами катаклазированных мраморов с признаками их значительного тектонического перемещения. Кроме разломов, ограничивающих Центральный домен, развиты разломы второго порядка: продольные сдвиги, взбросы, и сбросо-сдвиги и надвиги ЗСЗ–ВЮВ простирания. Развиты поперечные к общему простиранию сдвиги и сбросы ЮЮВ–ССЗ простирания.

В пределах Северного и Южного доменов чехольные отложения залегают полого (5° – 10°) и наклонены соответственно к северу и к югу от Центрального сегмента. Но в приконтактной зоне с Центральным сегментом залегание чехольных комплексов становится более крутым, вплоть до вертикального и запрокинутого. Подошва залегающих на крутых склонах отложений чехла, как и более ранние пологие надвиги, часто тектонизирована в процессе неотектонического воздымания горстов фундамента. При этом для возникающих тектоно-гравитационных срывов (детачментов) определяется сбросовая кинематика последних смещений – от центра поднятий к впадинам [46] (см. рис. 8б).

Формирование интегральной структуры (прежде всего Центрального домена) происходило в несколько этапов, что нашло отражение в наличии нескольких структурных этажей и ярусов. В изученном районе (см. рис. 6, 7) и на прилегающих территориях выделяются три структурных этажа:

палеозойский складчато-метаморфический фундамент (Pz); промежуточный комплекс (J_{1-2}); плитный чехол (J_3-Q), которые разделены резкими угловыми и стратиграфическими несогласиями, иногда с реликтами кор выветривания. Плитный

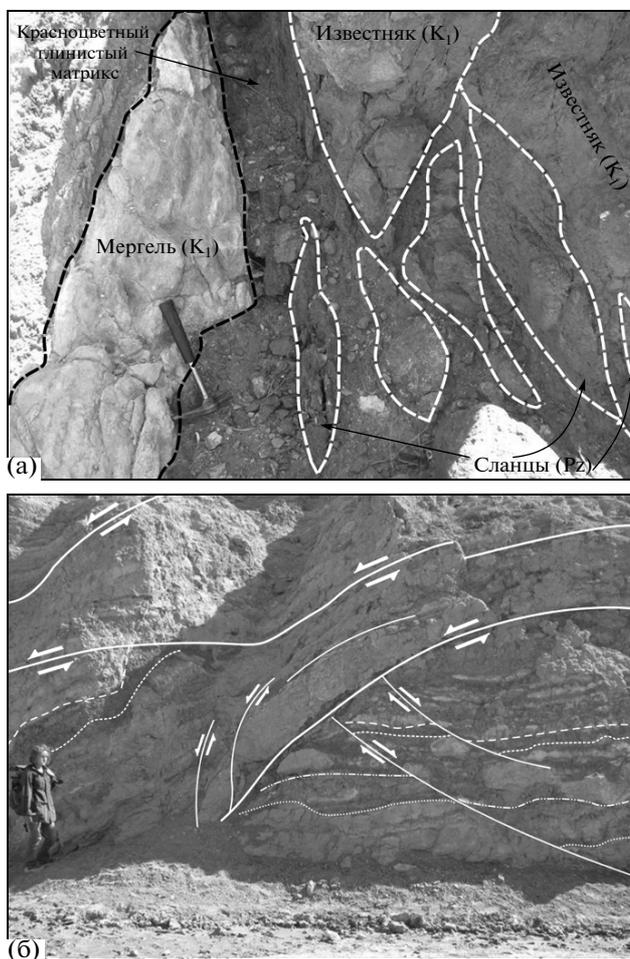


Рис. 8. Деформационные структуры в зонах северного и южного ограничения Центрального домена: а – тектоническая смесь мезозойских мергелей, известняков и палеозойских сланцев в зоне южного разлома; б – разрывные нарушения и будинаж слоев нижнемеловой глинисто-карбонатной толщи в основании детачмента (протрузии) рифейских мраморов в зоне Долиноозерского разлома

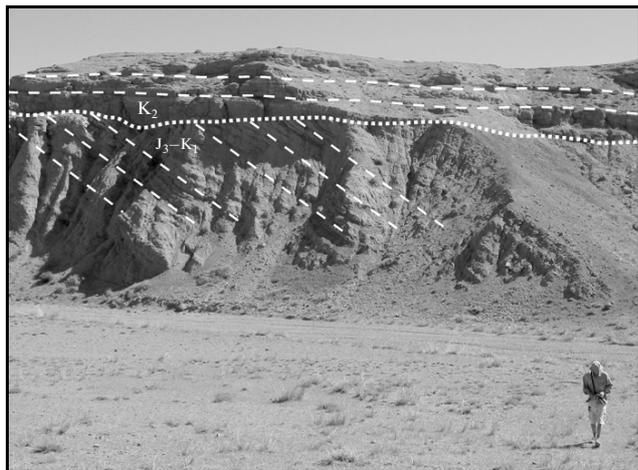


Рис. 9. Несогласное залегание конгломератов сайшандинской свиты (K_2) на песчано-щебнистых отложениях и базальтах цаганцабского горизонта (J_3-K_1) на западе участка

чехол в свою очередь подразделен на три структурных яруса: *нижний* (J_3-K_1); *средний* (K_2-P); *верхний* ($N-Q$).

Палеозойский фундамент развит в пределах всех трех доменов, однако наибольшим распространением он пользуется в Центральном. Породы фундамента обнажаются или в ядрах узких гребневидных антиклиналей, или в виде цепочек изолированных выступов. Генеральный план структуры фундамента со сдвигово-надвиговой кинематикой был заложен в герцинское время [3, 4, 6], но структура палеозойд сильно затушевана постумной тектонической переработкой [16, 25, 46, 47], которая особенно сильно затронула раннепермские гранитоиды и массивы мраморов. Индикаторами структур активизации, проявившихся в фундаменте на плитной стадии являются: отсутствие метаморфической сланцеватости осевой поверхности складок и кливажа; наличие тектонизированных фрагментов осадочного чехла в зонах меланжа; деформации в чехле, обусловленные и структурно-связанные с подвижками фундамента.

Промежуточный комплекс (J_{1-2}) отражает: положение комплекса между метаморфитами палеозойского фундамента и отложениями плитного чехла; наличие кардинальных структурно-стратиграфических несогласий на его границах; “промежуточный” характер деформаций, менее интенсивных, чем в породах фундамента, и более напряженных, чем в отложениях вышележащего чехла.

Отложения юры слагают узкую линзовидную полосу, вытянутую в направлении СЗ 290° вдоль северного борта Центрального домена, шириной до 3 км. Полоса юрских отложений ограничена с севера Долиноозерским разломом, вдоль которого развиты мощные брекчии и плоскости сколь-

жения. Южная граница маркируется крутым надвигом, либо отложения J_{1-2} залегают с размывом на породах фундамента. Юрские толщи интенсивно дислоцированы: наблюдаются значительные вариации наклонов пластов от $30^\circ-40^\circ$ до вертикальных и запрокинутых, что свидетельствует о напряженной складчатой деформации толщ. Оси складок ориентированы в субширотном в ЮЗ–СВ направлении. Структура “юрской” полосы осложнена системой разломов ЗЮЗ–ВСВ простирания со сдвиго-взбросовой кинематикой. За пределами участка работ у южного борта массива Бага-Богдо отложения J_{1-2} трансгрессивно перекрыты отложениями J_3-K_1 [6].

Строение разреза юрских отложений, их фациальная изменчивость, наличие большого объема вулканитов, а также пространственная приуроченность к субширотной сдвиговой зоне указывает на существование в ранней–средней юре обстановки трансенсии и образовании структур типа пулл-апарт. Напряженная складчато-надвиговая структура ниже-среднеюрских толщ, а также наличие надвигов указывает на то, что растяжения в конце средней юры сменились сжатием, а диагональная ориентировка осей складок указывает на наличие сдвиговой составляющей в условиях транспрессии это время.

Плитный чехол ($J-Q$) подразделяется на три структурных яруса.

Структурный ярус J_3-K_1 . Ярус сложен терригенно-обломочными и вулканогенными отложениями шарилинского, цаганцабского горизонтов (J_3-K_1) и терригенно-карбонатными отложениями дзунбаинской серии (K_1). Породы яруса с резким угловым несогласием и размывом залегают или непосредственно на фундаменте или трансгрессивно перекрывают отложения “промежуточного” комплекса (J_{1-2}). Угловое несогласие достигает 25° , а азимутальное несогласие осей дислокаций – 30° [6]. На рассматриваемой территории отложения J_3-K_1 слагают обширные поля в пределах Центрального и Южного доменов. В районе перемычки между массивами Ихэ-Богдо и Бага-Богдо – Тормхонской седловины, с севера и юга ограниченной соответственно Долиноозерским и Ихэбогдинским разломами, – деформации неоднородны. Разломы представляют собой левые взбросо-сдвиги.

Генеральная структура седловины представлена двумя синклиналиными складками: западной и восточной с незначительными ($10^\circ-20^\circ$) углами наклона пластов, которые разбиты серией поперечных сбросов, не нарушающих принципиально общее залегание. Синклинали сопряжены друг с другом через узкую антиклинальную складку с СВ простиранием оси с ядром, сформированным отложениями верхней юры – нижнего мела. При приближении к ограничивающим седловину разломам залегание пластов становится круче вплоть до вертикального и запрокинутого. Вдоль север-

ного и южного тектонических контактов породы интенсивно раздроблены, развальцованы, местами формируют тектонические меланжи с фрагментами пород мезозоя и палеозойского фундамента (см. рис. 8а). Столь же интенсивные деформации обнаружены на контактах с массивами раннепермских гранитов, деформирующих и тектонически прорывающих отложения чехла, включая самые молодые апт-альбские горизонты. Эти деформации, как и структуры в самих гранитных массивах будут рассмотрены в специальном разделе. Как это видно на карте (см. рис. 6, 7), структура отложений J_3-K_1 формирует единый парагенез, главными составляющими которого являются широтные сдвиги-взбросы. С севера и юга от Тормхонской седловины отложения J_3-K_1 с угловым несогласием перекрыты полого залегающими отложениями верхнего мела-палеогена. Это дает основание полагать, что структуры яруса J_3-K_1 весьма незначительно изменялись после размыва и отложения конгломератов K_2 , то есть были сформированы в течение короткого временного промежутка на границе K_1/K_2 .

Структурный ярус K_2-P . Отложения этого яруса с угловым несогласием залегают на породах J_3-K_1 (рис. 9) и представлены полого залегающей грубообломочной пачкой сайшандинской свиты K_2 , которая субсогласно наращивается палеогеновыми отложениями к северу и югу от участка работ. Максимальные углы наклона слоев (до 35°) наблюдаются в бортовой части Долиноозерской депрессии, которая примыкает к наиболее активной на современном этапе ветви Долиноозерского разлома. В пределах Южного домена отложения сайшандинской свиты образуют бронирующий горизонт столовых гор и залегают субгоризонтально. В ряде мест пласты образуют пологие брахиантклинали и флексуры. Среди отложений верхнего мела наблюдаются небольшие выступы палеозойского фундамента, которые считаются формами предверхнемелового палеорельефа [6]. Однако, возможны и иные взаимоотношения, которые будут обсуждены ниже.

Структурный ярус $N-Q$. Отложения, слагающие этот ярус, в пределах равнинных участков залегают в основном полого с углами наклона порядка $5^\circ-8^\circ$. При приближении к горным сооружениям появляются изгибы слоев, общий наклон их увеличивается, а непосредственно в контакте с горными сооружениями они могут залегать субвертикально. Главными особенностями тектоники этого временного интервала являются [3, 6, 8]: резкое морфоструктурное расчленение рельефа с обособлением горных цепей и обрамляющих их крупных впадин; возникновение и оживление разломов, в том числе протяженных и мощных разломных зон типа Ихэ-Богдинской; формирование системы тектонических блоков в форме линз и призм, ориентированных несколько косо к общему простираанию зоны; окончательное

оформление ЗКД Главного Монгольского линеамента. Проявлениями живой тектоники являются: форберги – предгорные тектонические клинья, возникшие в неоген-четвертичное время; положение реликтов древней поверхности выравнивания на высотах более двух–трех километров над уровнем моря и ее деформация; наклон предгорных равнин; залегание равнинных отложений чехла на высотах более двух с половиной километров и детачменты-сбросы в их подошве [46]; искривление подошвы неогенового трахибазальтового покрова [6]; существование горных хребтов с высотами до 3-х и более тысяч метров над уровнем моря; высокая современная сейсмичность [6, 25]. Отмечены случаи “диапиризма” палеозойского фундамента [6] в зоне Долиноозерского разлома. Одним из примеров является выступ палеозойских пород горы Хуц среди палеогеновых отложений (рис. 10а, задний план), которые наклонены во все стороны от горы под углом 60° .

Подведем некоторые итоги, касающиеся тектонической эволюции района. К концу палеозоя на месте зоны конвергенции Северо-Монгольского континента и Южно-Монгольского палеоокеана возникла сложно построенная покровно-складчатая область. В постпалеозойской истории для данной территории четко выделяется несколько этапов. *Поздняя пермь – триас:* платформенный режим, выравнивание территории, накопление континентальных осадков. На изученной территории – область размыва. *Ранняя–средняя юра:* перестройка палеозойского структурного плана, расчленение горных поднятий, накопление континентальных моласс, вулканическая деятельность, отчетливо проявлена линия Главного Монгольского линеамента; в конце периода – складкообразование в условиях транспрессии, затем предпозднеюрская неплененияция. *Поздняя юра – ранний мел:* транстенсия, формирование рифтовых долин и изолированных континентальных впадин, накопление континентальных, часто грубообломочных отложений, вулканизм; резкое проявление Главного Монгольского линеамента. В конце этапа – транспрессионный тектогенез, формирование полого-складчатой структуры впадин и протрузивных внедрений фундамента в области поднятий, затем эпоха относительного выравнивания. *Поздний мел – палеоген:* общее выравнивание территории, формирование практически непрерывного платформенного терригенно-карбонатного чехла, залегающего с угловым несогласием на всех более древних образованиях; пласты деформированы только в зонах выступов палеозойского фундамента. *Неоген–квартер:* резкая активизация тектонического режима, формирование горного рельефа, оживление старых и формирование новых

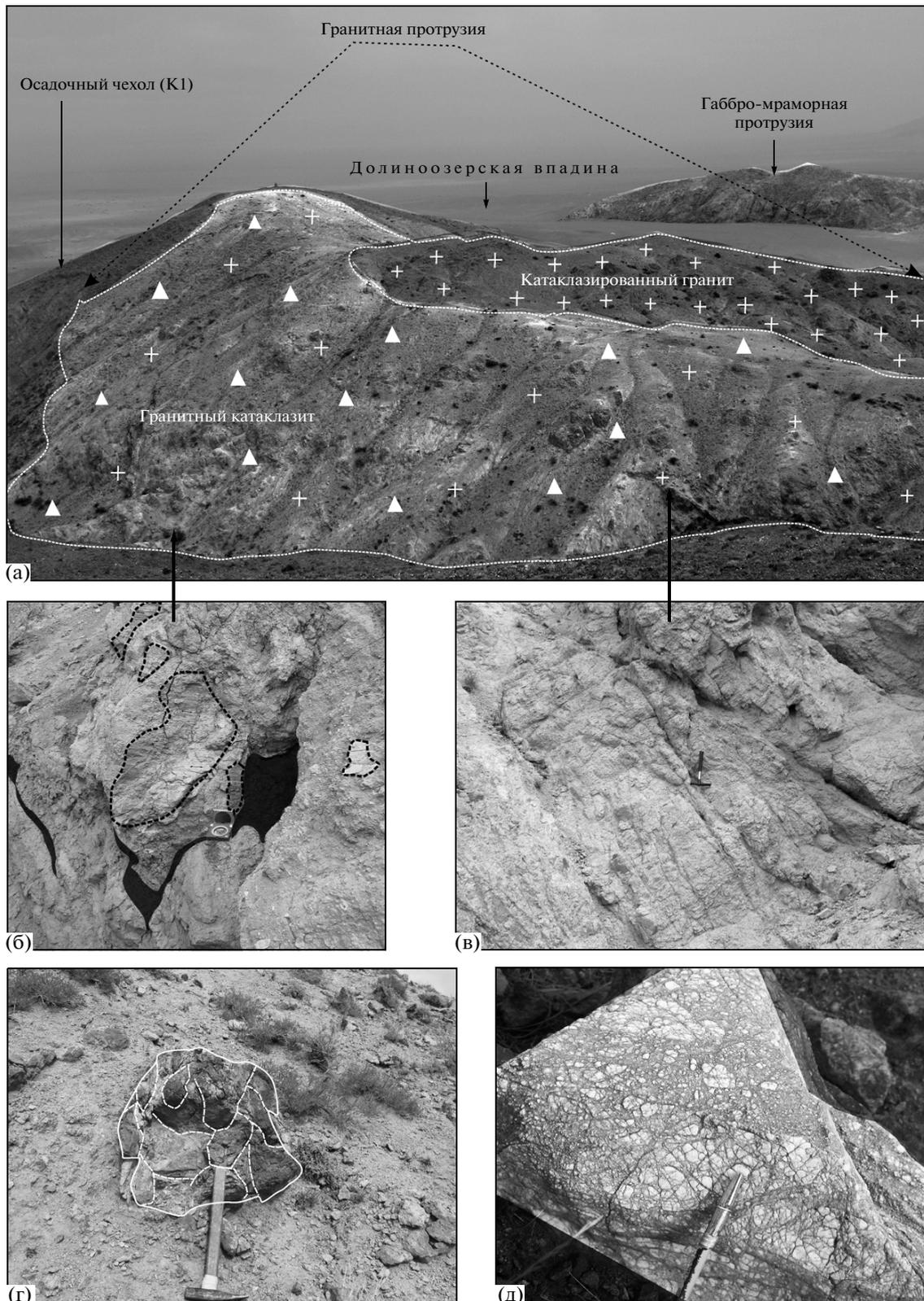


Рис. 10. Гранитная протрузия Танын 1: а – общий вид с юга; б – зеркала скольжения (пунктиром) и глинистые включения (черное) в зоне протрузивного контакта гранитоидов и отложений нижнего мела; в – гранитный катаклазит; г – тектонически окатанный блок мраморной брекчи в матриксе из гранитного катаклазита; д – мраморный катаклазит

структурных элементов, приразломная складчатость, обновление протрузий, сейсмическая активность территории, четкое оформление Главного Монгольского линейного элемента.

Таким образом, тектоническая структура района является итогом интерференции нескольких тектонических событий со сменой геодинамических условий (чередование орогенических и спокойных периодов, а также периодов трансенсии и транспрессии), в результате чего строение территории становилось все более сложным.

Положение и структура раннепермских гранитоидов

Раннепермские гранитоиды, входящие в данном районе в состав улагчинского комплекса интрузий [4], являются характерным морфоструктурным элементом Тормхонской седловины. В пределах изученного участка структура мезозойских отложений и “лейкогранитов” (так для краткости будем называть породы улагчинского комплекса) образуют два массива, расположенные к западу от пересыхающей долины Танын-Хундий (см. рис. 7). Западный массив (Танын 1) располагается в центре Тормхонской седловины, восточный – (Танын 2) находится на западном замыкании массива Бага-Богдо. Внутри гранитных массивов располагаются небольшие тела основных и ультраосновных пород, а вдоль краевых частей массивов, обрамляя их, расположены выходы мраморов. На контактах гранитов с вмещающими осадочными отложениями полностью отсутствуют какие-либо признаки термальных экзо- и эндоконтактовых изменений. Контакты гранитов с вмещающими их осадочными отложениями мезозоя или “прогрессивные” (по [49]) или выражены разломами, сопровождающимися зонами расланцевания и меланжирования.

Массив Танын 1 – это обособленный гранитный массив высотой около 1700 м, возвышающийся над окружающей местностью. В плане образует неправильный овал со слабо извилистой границей. Массив с востока прорезан глубокой долиной (250–300 м), благодаря чему можно видеть, что в поперечном сечении он имеет форму гриба с куполообразной шляпкой (Ø400–600 м) и суживающейся книзу ножкой (см. рис. 7). Большой по размеру “Танын 2” имеет сложную в плане форму с “амебообразной” широкой частью, которая суживается в восточном направлении. В объеме массив Танын 2 имеет форму вала с надвиговыми ограничениями и почковидным “раздувом” в западной части.

В краевых частях западного массива (1) дезинтегрированные граниты в ассоциации с мраморами “пластично” надвинуты на нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения, иногда сминая их в запрокинутую в сторону от массива асимметричную синклиналию складку. Прин-

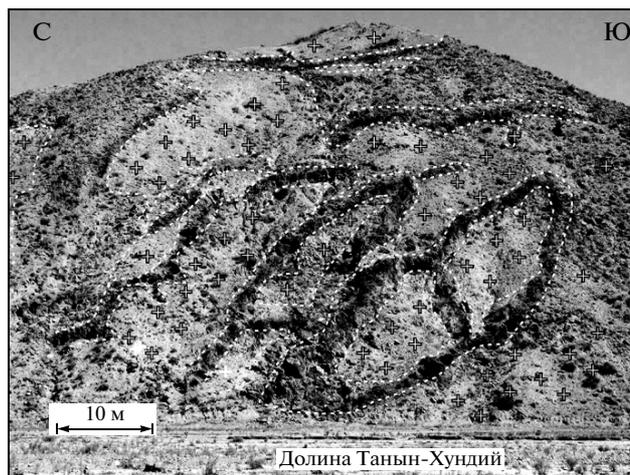


Рис. 11. Линзовидно-петельчатая структура западной части гранитного массива Танын 2. Дезинтегрированные граниты (относительно светлые поля с крестиками) пронизаны переплетающимися “дайками” брекчированных пород (темные полосы). Пунктир – границы брекчий и слабоизмененных гранитов

ципальное значение имеет тот факт, что в зонах прогрессивных контактов этого массива найдены интенсивно деформированные и тектонически разобщенные фрагменты верхнемеловых отложений, что указывает на время наиболее поздних движений массива.

В отличие от массива Танын 1, сложенного лейкократовыми гранитами разной степени раздробленности, состав гранитоидных пород, слагающих восточный массив Танын 2, более разнообразен. Здесь присутствуют граносиениты, гранодиориты (практически не измененные), а также ультраосновные щелочные интрузии. Неизмененные фрагменты этих пород заключены в виде включений в матриксе дезинтегрированных и карбонатизированных лейкогранитов.

Граниты обоих массивов брекчированы, раздроблены (см. рис. 10). Основная масса гранитной породы потеряла внутреннюю связность и превратилась в тектоническую брекчию (псевдодресвяник). В этой общей катаклазированной массе сохранились отдельные блоки менее тектонизированных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. В относительно монолитных фрагментах иногда встречаются зеркала скольжения, которые фиксируются на поверхности трещин (см. рис. 10б, в). Внутри массы раздробленных гранитов расположены отдельные линзы мраморов (см. рис. 10г, д), формирующие сложные коллажи с гранитами.

Строение массивов на мезоуровне определяется наличием многочисленных извилистых зон брекчирования, которые образуют закономерный линзовидно-петельчатый рисунок (рис. 11). В центральных частях линз (ромбоэдров) находятся наименее измененные гранитоиды; пери-

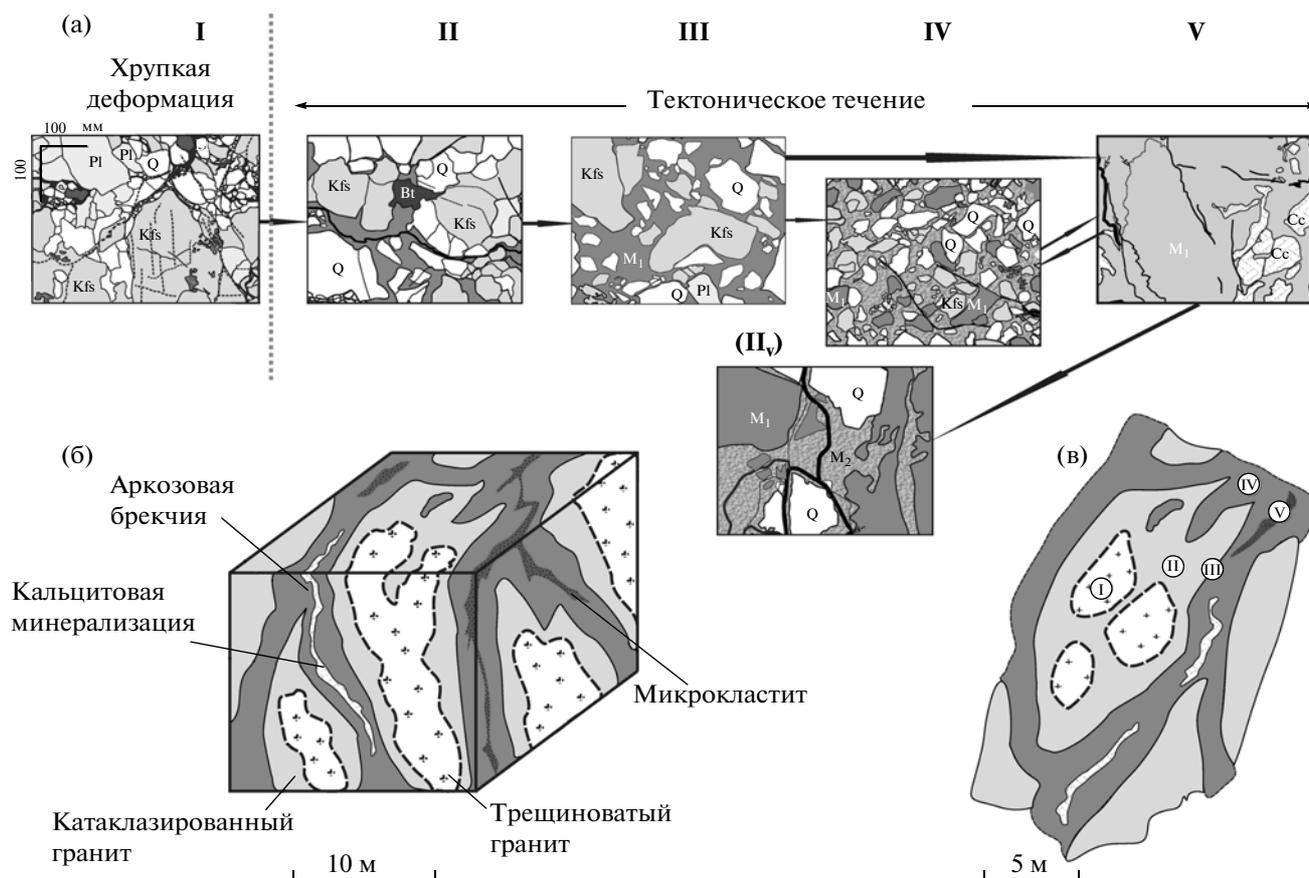


Рис. 12. Латерально-временной ряд дезинтеграции гранитов (массив Танын 2): а – стадии (деформационные зоны) тектонического течения и соответствующие им микроструктуры: I – трещиноватый гранит, II – катаклазит, III – мозаичная брекчия, IV – хаотическая брекчия, V – микрокластит, VI – катаклазит по микрокластиту. Мезоструктура гранитов: б – в объеме, в – на плоскости (показаны места отбора шлифов из разных зон линзовидной структуры)

ферические зоны представлены дезинтегрированными разностями, где исходные состав и структура пород сохраняются лишь в реликтах. Размер линз по длинной оси от 10–30 м до 100 м, толщина 5–10 м. Линзы вытянуты в соответствии с удлинением гранитных массивов. Ширина зон дезинтеграции и карбонатной проработки по краям линз составляет 0.5–2.0 м. Линзы расположены под разными углами, но преимущественно имеют крутое расположение (от 40° до 90°). Переходы от относительно монолитных блоков внутри линз к катаклазированной основной массе иногда резкие, иногда нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности.

Структуры деформации и стадии минеральной перестройки гранитов хорошо видны в шлифах (рис. 12, 13). Минеральные и микроструктурные преобразования гранитоидов максимальны в краевых зонах линзовидных структур (ромбоздров): граниты дробятся на уровне размерности минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкозернистыми агрегатами. По аналогии с ранее изученными аркозовыми кластитами Дзурамтайского массива [39] такие породы

могут быть названы “микрокластитами”. В западной литературе подобные тонкокристаллические породы называются ультрамилонитами [54], хотя роль милонитизации в их образовании требует обоснования.

От центра линз к их краям дезинтеграция и деформация пород усиливается. Латеральный ряд изменений, отражающих стадии деформации в общих чертах следующий: трещиноватый лейкогранит или граносиенит (I) → катаклазиты или трещинные микробрекчии (II) → мозаичные и хаотические микробрекчии (III) → рекристаллизованный тонкокристаллический микрокластит с редкими обломками или без них (IV). Можно полагать, что такая зональная смена типов и интенсивности деформации пород отвечает и временной последовательности их переработки: процесс, начинаясь с возникновения отдельных изолированных трещин постепенно доходит до полной дезинтеграции породы, сопровождающейся соответствующими минерально-вещественными преобразованиями.

В малодеформированных гранитах (зона I) трещинные структуры отвечают хрупко-упругим

условиям деформации и представлены обычно кальцитовыми и Mn-Fe-гидроокисными прожилками, типичными для гидротермальной переработки пород в умеренно-низкотемпературных условиях. Они многофазны и могут формироваться одновременно с очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород. Увеличение плотности микротрещин и переход к структурам катаклаза сопровождается образованием тонкозернистого материала по межзерновым и секущим трещинам и порам, или по трещинкам спайности полевых шпатов. Микронзондовый анализ этого вещества показал (см. рис. 13ж), что оно представляет собой кварц-каолиновый агрегат, иногда с примесью ортоклаза и серецита [29].

Иногда мелкокристаллические агрегаты возникают вне трещин на границах зерен исходной породы. Их появление начинается с характерного “вспучивания” границ кристаллов и идет вплоть до полного отпочкования мелких зерен (см. рис. 13а).

Наблюдается обособление субзерен, что фиксируется по “шахматному” волнистому угасанию кварца и “пламенным” формам двойниковых рисунков в полевых шпатах (см. рис. 13б). Отмеченные структуры являются проявлением динамической рекристаллизации, более ранней по отношению к катаклазу и брекчированию. Таким образом, отмечается два пути формирования тонкозернистых агрегатов (не считая тех, что обусловлены милонитизацией или истиранием породы, для которых характерны плоско-параллельные текстуры): динамическая рекристаллизация и замещение породообразующих минералов в процессе катаклаза. Присутствие в микрокластитах каолинита и карбонатов может отражать поздние гипергенные изменения ранее образованного кварц-полевошпатового агрегата, возникшего в процессе динамической рекристаллизации, либо наоборот, указывать на исходный состав высокопластичного матрикса (глинисто-карбонатного), впоследствии подвергшегося окварцеванию. Минеральная перестройка по второму сценарию, часто наблюдаемая в корах выветривания изверженных пород, не ограничивается областью низкотемпературных минеральных преобразований мало мощной приповерхностной зоной, а может распространяться на большие глубины, охватывающие весь массив дезинтегрированных пород [18].

Появление тонкокристаллического агрегата сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам и их неравномерным раскрытием, порода приобретает катакластическую или мозаичную структуру (см. рис. 12, зоны II и III, рис. 13г). При достаточном объеме тонкозернистого агрегата (см. рис. 12, зона IV, рис. 13ж), который играет роль низкокомпетентной среды, возникают хаотические микробрекчии (по [54]) с фрагментами размера минеральных зерен или меньше. На этих стадиях деформационные структуры микроуровня отвечают условиям вязко-пластичного тече-

ния. При прогрессивном развитии процесса обломки минералов испытывают поворот и смещение относительно друг друга. Они продолжают дробиться, происходит их постепенное измельчение и “растворение” в матриксе, объем которого увеличивается в процессе деформации. В конечном итоге брекчии превращаются в тонкозернистую преимущественно кварцевую породу (зона IV), часто пронизанную карбонатными прожилками, отвечающими более поздним стадиям хрупкого дробления. Отметим, что в хаотических брекчиях встречаются обломки пород с ранее возникшим кварц-каолинит-серицитовым агрегатом (см. рис. 13в, д), что указывает на неоднократность пластической мобилизации материала.

Во всех зонах обнаруживаются межзерновые трещины (иногда кольцевые), заполненные прожилками новообразованных каолинита, карбонатов, железистых минералов, что указывает на увеличение объема пород (дилатансию), начиная с самых ранних стадий тектонической перестройки. Разнообразие микроструктур и последовательность их образования указывают на неоднократную смену во времени механизмов деформации – хрупкого и пластичного типов. Основной тренд структурно-вещественных преобразований, прослеженный в породах Танынского массива – это прогрессивное увеличение объема высокопластичного тонкокристаллического агрегата, который на ранних стадиях заполняет трещины в катаклазированной породе, а затем постепенно занимает все больший объем в качестве матрикса микробрекчии вплоть до полного замещения им породы. Эта эволюционная линия, ведущая к все возрастающей “пластификации” пород и проявлению тектонического течения, прерывается на разных стадиях проявлением хрупких деформаций – образованием трещин с карбонатной, рудной или глинистой жильной минерализацией. В хаотических микробрекчиях и кластитах приконтактной зоны обычно обнаруживаются обломочные остроугольные фрагменты микрокластитов и микробрекчии более ранних генераций, что указывает на хрупкое дробление уже деформированных (пластично) пород. Эти наложенные хрупкие деформации, в свою очередь, могут вновь сменяться объемным катаклазом и брекчированием и формировать структуры тектонического течения следующей генерации.

В морфоструктурном смысле дезинтегрированные граниты образуют “морфоструктурные аномалии”: раздробленные, разрыхленные породы в виде относительно изометричных тел выведены на более высокий гипсометрический уровень, чем окружающие их отложения молодого осадочного чехла. При этом граниты зачастую надвинуты на чехол, и пласты осадочных пород залегают вертикально или запрокинуты в сторону от гранитных массивов, что особенно четко выражено в массиве Танын 1. Такое положение может

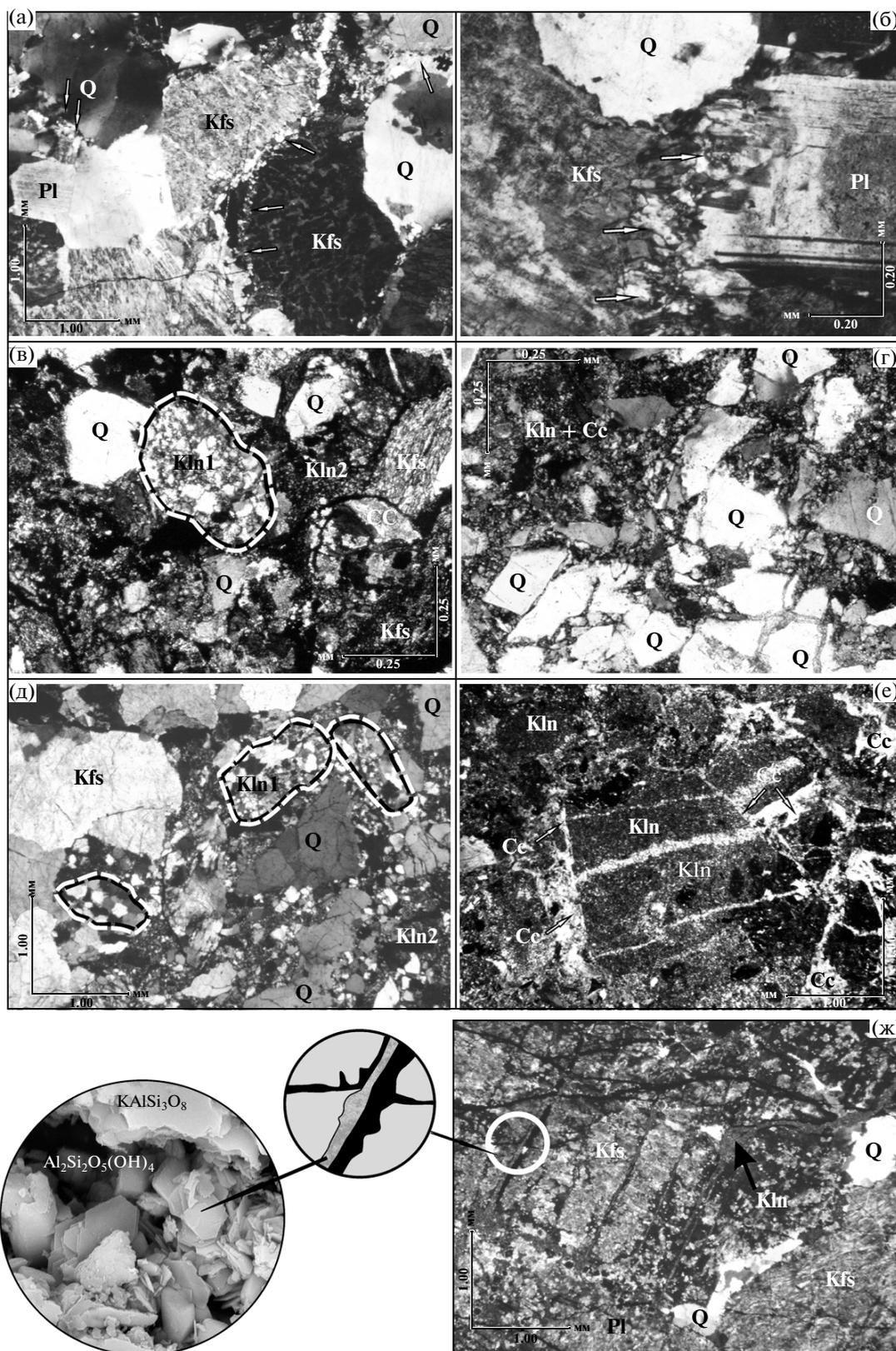


Рис. 13. Деформационные микроструктуры и синтетектонические минеральные преобразования лейкократовых гранитов: а, б — мелкокристаллические агрегаты кварц-полевошпатового состава (показаны стрелками), возникшие при динамической рекристаллизации (массив Танын-2, ник. +); в — хаотическая микробрекчия с каолинит-кальцитовым матриксом (пунктиром выделен крупный фрагмент более раннего микрокластита каолинит-кварцевого состава с кальцитовыми и кварцевыми прожилками, массив Танын-1, ник. +); г — мозаичная микробрекчия с фрагментами кварца и полевых шпатов в каолинит-кальцитовом матриксе (массив Танын-1, ник. +); д, е — хаотические микробрекчии с фрагментами ранних микрокластитов кварц-каолинового состава в позднем каолин-кальцитовом матриксе: д — массив Дзурамтай, е — массив Танын-2, ник. +; ж — развитие каолинита по трещинам спайности ортоклаза (на врезках — детали строения каолинит-лимонитового (черное) прожилка и микросканерное изображение на контакте микроклина и каолинита)

сохраняться лишь при определенных условиях, совокупность которых будет обсуждена в следующих разделах, но из приведенных данных очевидно, что граниты массивов Танын 1 и Танын 2, также как и описанный ранее Дзурамтайский массив, образуют “тела протыкания” — массивы гранитов, тектонически внедрившиеся в отложения осадочного чехла, после того, как они вошли в состав консолидированной коры. То есть, согласно определению [5], эти тела могут быть отнесены к категории кристаллических протрузий.

Можно выделить несколько фаз эксгумации массивов лейкогранитов. Становление лейкогранитовых интрузий Гобийского Алтая согласно данным изотопной геохронологии, имеет раннепермский возраст, и по геохимическими и изотопным характеристикам они отнесены к посторогенным внутриплитным (поздне- и постскладчатым) интрузиям [12, 42]. Их пермский возраст подтверждается также наличием интрузивных контактов с отложениями девона—карбона и трансгрессивным налеганием на них отложений мезозоя и кайнозоя [6]. Таким образом, *первая фаза* эксгумации гранитов улагчинского комплекса приходится на промежуток времени поздняя пермь — триас (?). Причем, эксгумация проявляется уже в режиме “плитной” достаточно холодной коры.

В массивах Ихэ-Богдо и Бага-Богдо на гранитах и на дислоцированных отложениях J_{1-2} с размывом и угловым несогласием залегают толщи пород J_3-K_1 . Эти взаимоотношения фиксируют этап деформации пород фундамента (в том числе гранитов) и промежуточного структурного этажа на рубеже J_2/J_3 , выведение их на поверхность и денудацию. Этот рубеж соответствует *второй фазе* эксгумации гранитов.

Взаимоотношения лейкогранитных массивов с чехольными отложениями J_3-K_1 и K_2-P отличаются своеобразием. Отложения J_3-K_1 на границе с гранитами вздернуты, местами запрокинуты. Наблюдается надвигание гранитов на осадочные толщи, или так называемые, “прогрессивные” контакты (см. выше), что указывает на механическое внедрение холодных гранитов в осадочные толщи с деформацией как кристаллических гранитов, так и отложений осадочного чехла на рубеже K_1/K_2 . Наблюдаемые взаимоотношения свидетельствуют, что *третья фаза* внутриплитной эксгумации массивов, связанная с их “холод-

ным” внедрением в отложения чехла, происходит в узком временном интервале: после отложения осадков хухтыкского горизонта K_1 и до возникновения горизонта конгломератов сайшандинской свиты K_2 , трансгрессивно перекрывающих все нижележащие комплексы. Обилие галек гранитных брекчий и микрокластитов в конгломератах сайшандинской свиты указывает на важность именно этой деформационной фазы в формировании протрузий.

И, наконец, *четвертая фаза* эксгумации гранитов массивов Танын 1 и Танын 2 связана с неоген-четвертичным этапом, на что указывает: наличие “прогрессивных” контактов с отложениями K_2-P на контакте с лейкогранитами; формирование танынскими гранитами морфологических аномалий, возраст которых не превышает 2.5–3 млн лет [25, 47].

ФАКТОРЫ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ И МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГРАНИТОВ

Прототектонические факторы

Среди факторов, которые ответственны за дезинтеграцию гранитов и которые с долей условности можно отнести к прототектоническим, называются: автометасоматоз, гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект [15, 20, 23, 24, 27, 45 и др.]. Оценим значение перечисленных факторов применительно к Дзурамтайскому и Танынскому гранитным массивам.

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.

Но основными факторами прототектонической дезинтеграции являются: контракция при остывании массива и декомпрессия, обуславливающая тектоно-кессонный эффект.

Контракционная усадка связана с двумя явлениями. Во-первых, происходит остывание массива, что по разным оценкам может привести к уменьшению объема остывающего тела на 8–9% от первоначального. Во-вторых, за счет вариаций степени термоусадки различных минералов возникает “контракционная пустотность”, которая оценивается от 2–3% до 8% от объема остывающего массива [23]. При контракции гранитов (нормального и субщелочного рядов, лейкогранитов) грануляция на минеральном уровне связана, прежде всего, с существенными различиями физических свойств главных породообразующих минералов: кварца и полевых шпатов. Плагиоклазы и калиевые полевые шпаты имеют близкие величины контракционной усадки во всех интервалах температур, тогда как изменение объема зерен кварца совершенно иное. При консолидации и остывании массива при температурах свыше 575°C, (то есть выше температуры перехода бета-в альфа-модификацию) кварц несколько увеличивается в объеме, но при дальнейшем снижении температуры его контракционная усадка превосходит усадку полевых шпатов в 3–5 раз [35].

В первом приближении можно считать, что полевые шпаты, составляющие 65–75% гранитов, образуют связный “каркас”, определяющий изменение объема породы в целом. Несложно подсчитать, что усадка полевых шпатов при остывании с 600°C до 20°C составит 1.15% [28], что сопоставимо с расчетной усадкой породы в целом [23]. При неравномерном остывании эта величина может существенно варьировать в разных частях массива и создает системы трещиноватости мезоуровня (концентрические, параллельные), в частности, отмечаемой для гранитов плитчатой отдельности [13].

Аномальная усадка кварца (занимающего 25–30% объема гранитов) в том же температурном интервале создает условия для дополнительного увеличения внутреннего пространства породы на 1.2%. Эта величина существенно меньше у пород бедных кварцем, что может служить объяснением избирательности проявления реидных деформаций именно в гранитах, лейкогранитах, граносиенитах и некоторых других. Обусловленная контракцией микротрещиноватость приводит к грануляции и изменению прочностных характеристик всего объема пород даже в том случае, если межзерновые трещины заполняются новыми минералами и агрегатами.

Тектоно-кессонный эффект проявляется при декомпрессии в процессе эксгумации массива (как тектонической, так и при денудации вышележащих пород) и выражается в увеличении объема массива и его трещиноватости. В связи с незначительной контрастностью упругих свойств

породообразующих минералов декомпрессия может быть действенным фактором общего изменения объема гранитного массива и возникновения мезотрещиноватости [13, 24], но слабо влияет на микрогрануляцию. Расчетные значения изменения межзернового пространства при изотермическом подъеме массива с глубины около 3 км (1 кб), полученные по разности расширения кварца и полевых шпатов [35], составляют всего 0.02%.

Процессы контракции и декомпрессии противоположны по своему проявлению и могут взаимно компенсировать изменения объема минералов и породы в целом. В геологической реальности необходимо учитывать различие температур на разных глубинах и оценивать декомпрессию в сочетании с термической контракцией при подъеме. Это можно проиллюстрировать, рассмотрев изменения объемов минералов гранитов при подъеме консолидированного массива с глубины 3 км ($P = 1$ кб) на поверхность при нормальном и повышенном геотермических градиентах [35].

В первом случае (остывание со 100°C до 20°C и уменьшение литостатического давления с 1 кб до 1 б) изменения объема пород и объема межзернового пространства практически не наблюдается: (–0.02%) и (<0.01%) соответственно. В то же время, при вдвое большем геотермическом градиенте объем массива уменьшается на 0.24%, а внутренняя пористость увеличивается на 0.15%. Поэтому при подъеме массива к поверхности в зонах тектоно-магматической активизации, где геотермический градиент может увеличиваться до 60–100°C/км, тепловая контракция играет заметную роль в грануляции гранитоидов, несмотря на противодействие декомпрессионного расширения.

В интенсивно дезинтегрированных массивах, таких как Дзурамтай и Танын, к прототектоническим, вероятно, можно отнести системы параллельных трещин мезоуровня, по которым формируется плитчатая отдельность, а также наиболее ранние полигональные и сферические микротрещины, проявленные в малоизмененных трещиноватых гранитах вокруг кварцевых зерен. Сохранность этих наиболее ранних структур дезинтеграции мезо- и микроуровня зависит от интенсивности последующей тектонической переработки и различна в разных гранитоидных массивах [13].

Таким образом, два процесса – контракция и декомпрессия – играют наиболее важную роль в процессе прототектонической дезинтеграции гранитных массивов, придавая им дискретность и служа “предподготовкой” для проявления объемного течения гранитных масс и формирования протрузий.

Тектонический фактор

Как было показано, во внутренней структуре дезинтегрированных гранитов и форме гранит-

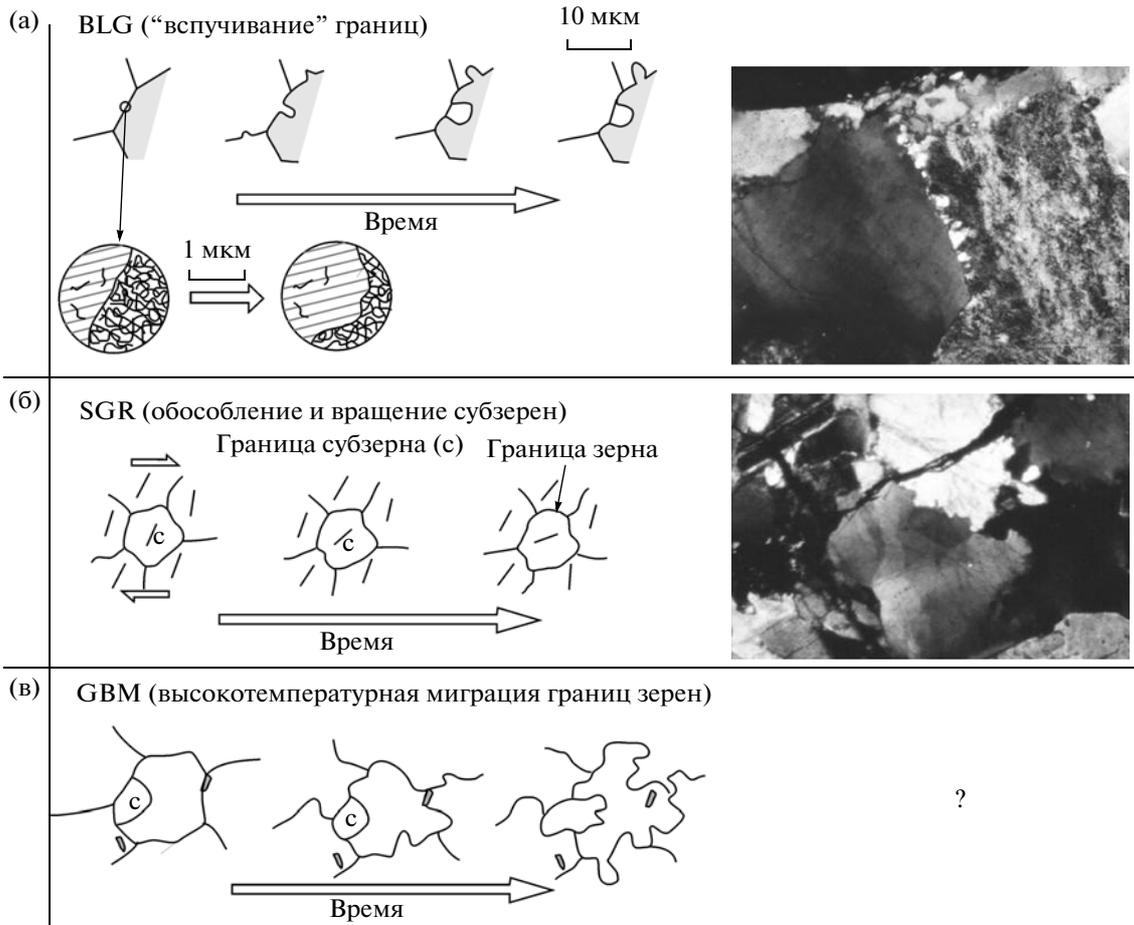


Рис. 14. Три механизма динамической рекристаллизации [51] и их проявление в лейкогранитах участка Танын (ник. +): а – вспучивание (выдавливание) границ зерен (BLG); б – обособление и вращение субзерен (SGR); в – высокотемпературная миграция границ зерен (GBM, в изученных шлифах достоверно не установлена)

ных тел запечатлены признаки как дифференциальной подвижности отдельных объемов горных пород, так и объемного движения массива в целом. Объемная (3D) деформация пород “холодного” кристаллического фундамента и, прежде всего, гранитов за счет тектонических процессов хорошо известна [1, 2, 14, 15, 17–20, 33, 44, 56 и др.] и, как правило, сопровождается потерей сплошности и изменением реологических свойств пород в процессе деформации. Перечислим основные формы тектонической дезинтеграции гранитов Дзурамтайского и Танынских массивов.

Прежде всего это линзовидные структуры массивов гранитов (структуры мезоуровня), выраженные в наличии относительно монолитных объемов, разделенных зонами измельченных (брекчированных, катаклазированных) пород. Размерность линзовидных блоков различна в массивах гранитоидов, отличающихся по минеральному составу и структуре пород, а внутри одного массива – от степени деформации и дезинтеграции. От размеров линз, определяющих фрагментацию масс пород на мезоуровне, зависит

размерность деформационных структур тектонического течения. Для изученных массивов структуры пластической деформации (почковидные структуры кровли в бортовых зонах массивов или обособленные протрузивные тела) отвечают структурам макроуровня и примерно на порядок величин превосходят размерность линзовидной фрагментации.

В интерстициях линзовидных блоков обнаруживается зональность, отражающая фазы деформации. Это свидетельствует о том, что в процессе тектонического течения гранитов происходит перманентное увеличение объемов пород, дезинтегрированных на микроуровне. Описанные в интерстициях линз стадии дезинтеграции гранитов на микроуровне – трещиноватый гранит → катаклазит → брекчия → микрокластит – отражают процесс увеличения объема переработанных пород, дезинтегрированных на микроуровне в процессе тектонического течения. Наиболее мощные зоны дезинтегрированных (гранулированных) пород образуются в периферических частях массива, на контактах с прорываемыми вы-

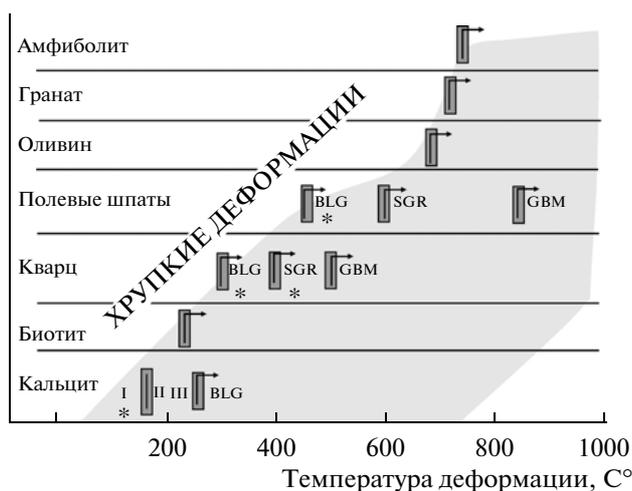


Рис. 15. Температурно-деформационные параметры проявления различных типов динамической рекристаллизации для разных минералов по [53]. Стрелки указывают на влияние скорости деформации. Затемненная зона соответствует области пластических деформаций. Звездочками отмечены структуры рекристаллизации, обнаруженные в исследованных гранитах

шележащими комплексами. В больших объемах гранулированных на минеральном уровне пород, тектоническое течение может проявляться на нескольких масштабных уровнях одновременно.

Для всех форм и стадий дезинтеграции характерны дилатансионные признаки, что способствует гидротермальной проницаемости, увеличению гипергенной зоны и улучшению коллекторских свойств пород [1, 23, 24, 27 и др.]. В то же время дилатансия ограничивает значение механического истирания и милонитизации в формировании тонкозернистых агрегатов. В образовании последних большую роль играют процессы рекристаллизации, что обсуждается ниже.

Таким образом, тектоническая дезинтеграция, связанная с реидными деформациями массивов и их протрузивным внедрением, является условием возобновления процесса тектонического течения масс пород, иногда — на более детальном масштабном уровне.

Условия и механизмы тектонического течения и гранитов

Информацию о постумных деформациях гранитов и температурных условиях, в которых они протекали, дает также изучение микроструктур. Механизмы деформирования кварц-полевошпатовых агрегатов изучены теоретически и экспериментально [51, 53]. Одним из путей релаксации напряженного состояния и обеспечения объемной подвижности кристаллических пород является динамическая рекристаллизация. Она протекает по трем основными сценариям (рис. 14):

вспучивание границ зерен (BLG, от англ. “bulging”), субзерновое вращение (SGR — “subgrain rotation”) и высокотемпературная миграция границ зерен (GBM — “grain boundary migration”). В породах изученных нами массивов обнаружены лишь относительно низкотемпературные проявления динамической рекристаллизации BLG и SGR типов. В кварц-полевошпатовых породах подобные структуры динамической рекристаллизации возникают как правило в температурном интервале 250–400°C (рис. 15). На этом основании можно предполагать, что динамическая рекристаллизация (проявления которой ограничено) являются реакцией на наиболее ранние напряжения на границах зерен. Обнаруженные структуры динамической рекристаллизации кварца, сформированные по механизмам BLG и SGR, отвечают реликтовым (раннетектоническим) деформационным структурам, возникшим в процессе перемещения массива к поверхности, более ранними по отношению к катаклазу и брекчированию. Приведенные рассуждения о температурном режиме динамической рекристаллизации не учитывают, однако, некоторых положений механохимии (трибохимии), которые свидетельствуют [37], что при установившейся пластической деформации многие процессы протекают при температурах существенно более низких, чем в статических условиях.

При температурах ниже 200°C (в диапазоне скоростей деформации 10^{-12} – 10^{-15} с⁻¹) для монолитных гранитов обычны проявления упругой обратимой деформации и (или) хрупкого разрушения (см. рис. 15). Хрупкое разрушение и элементы пластической деформации минеральных зерен в гранитных кластитах четко фиксируются (см. соответствующие разделы и рис. 12, 13). Они сопровождаются обильной низкотемпературной кальциевой и гидроокисной жильной минерализацией, каолинизацией, очаговой карбонатизацией полевых шпатов и другими низкотемпературными (200–250°C) процессами, что согласуется с выводами о температурных параметрах деформаций в Дзурамтайском массиве [39]. Однако, разрушение и минеральное перерождение гранитов на ранних стадиях хрупкой деформации приводят к дезинтеграции и кардинальному изменению реологических свойств пород. Поэтому последующие деформации в том же температурном интервале могут протекать по механизмам тектонического течения.

Из описания внутренней структуры гранитных массивов участков Дзурамтай и Танын, можно видеть, что граниты испытали объемную (3D) структурную переработку на “холодной” стадии их существования: блочную дезинтеграцию, меланжирование, брекчирование, катаклаз минеральных зерен. При всем многообразии структурных форм главным является то, что их совокупность приводит к увеличению объемной дезинтеграции пород в процессе деформации на

всех масштабных уровнях от оформления крупных, чаще всего линзовидных, массивов пород, разделенных зонами рассланцевания, катаклаза и милонитизации, до размера минеральных зерен. Тем не менее, ключевым моментом является возобновляемая грануляция на уровне минеральных зерен, которая объясняет реологическую исключительность гранитоидов относительно большинства других пород фундамента. Объемная дезинтеграция сопровождается потерей породой внутренней связности и возникновением *гранулярной (зернисто-блочной)* структуры. Эта закономерность выявлена во многих других гранитных массивах [1, 17, 56]. В результате граниты приобретают характерные свойства гранулированных сред и деформируются в соответствии с законами мезомеханики [31, 43, 44, 55].

Деформации в гранулированных средах практически не зависят от реологических свойств фрагментов-гранул, а определяются их морфологией и “трением” на контактах. Реологически деформация описывается как пластическое или вязкое течение. Специфической особенностью процесса катакластического течения является увеличение межзернового пространства, превосходящее по величине декомпрессионное или контракционное. Дилатансионный эффект при деформации гранулированных тел хорошо известен. Возникающая “пористость”, которая частично или полностью компенсируется минерализацией, может варьировать в широких пределах, обычно в интервале 10–25% объема [55], что зависит от формы гранул, их количества, длительности процесса и др.

Важной предпосылкой увеличения пластичности гранитоидов являются минеральные преобразования дезинтегрированной породы, происходящие в приповерхностных низкотемпературных условиях. Благодаря объемной дилатансии, сопровождающей деформационный процесс, фактически происходит все большее насыщение пород карбонатами, глинами и другими минералами, которые заполняют трещины разных фаз или замещают порообразующие минералы исходных гранитоидов. Переход от катаклазитов к брекчиям во многом определяется низкой вязкостью матрикса брекчий – глинистого или карбонатного (последнего за счет возможности его низкотемпературной рекристаллизации путем двойникования). Выступая в качестве “смазки” на этапе катакластического течения, на стадии формирования брекчий и микрокластитов, низковязкий минеральный матрикс уже полностью определяет реологические свойства породы в целом [31, 43]. Обилие мелкокристаллического кварца в матриксе изученных брекчий и микрокластитов может быть результатом более позднего по отношению к деформации замещения вторичных минералов или раскристаллизации силикатного геля. В этом случае порода может консолидироваться и деформироваться в дальнейшем по хрупко-упруго-

му механизму, вновь переходя к течению через фазу катаклаза. Предложенный сценарий деформационного цикла подтверждается присутствием обломков кварцевых микрокластитов во многих образцах “зрелых” (хаотических) брекчий.

Подведем некоторые итоги. Изложенный материал показывает, что дезинтеграция гранитоидов после вхождения их в состав консолидированного корового слоя – процесс многокомпонентный и сложный, и протекает он в относительно холодных приповерхностных условиях. Реологические свойства гранитов зависят от степени их дезинтеграции, от минеральных преобразований, синхронных деформации, параметров флюидного режима. Тектоническая подвижность (течение) значительных объемов гранитоидов определяется при этом не только и не столько проявлением дезинтеграции и хрупко-пластических деформаций в пределах отдельных, узко локализованных зон, но главным образом, за счет объемной деформации, с разной степенью интенсивности охватывающей весь объем горной породы или значительные его части. Причем объемная дезинтеграция и реидная деформация реализуется на различных масштабных уровнях. В соответствии с положениями мезомеханики [55], в неоднородно-дезинтегрированных массивах пород в течение одной деформационной фазы одновременно могут формироваться ромбоэдри нескольких масштабных (фрактальных) уровней, что было отмечено при сравнении структур гранитоидов мезо- и макроуровней в Дзурамтайском и в Танынских массивах.

Результатом прототектонической и тектонической переработки описанных гранитных массивов на постумной стадии является их трансформация в гранулированную субстанцию, что предопределяет уменьшение вязкости пород и их 3D реидную деформацию. Опыт изучения массивов, в которых проявляются подобные деформации течения [15, 16], показывает, что одной из благоприятных обстановок, в которых происходит “включение” механизмов объемной дезинтеграции и квазикластического течения горных масс, являются зоны внутриплитной активизации шовного типа, а средне-крупнозернистые граниты – наиболее “податливые” в отношении этих процессов горные породы.

Благодаря разноуровневой дезинтеграции и гидротермально-флюидной проработке приводится в действие механизм *вязкостной инверсии* [26], в результате которой происходит перераспределение горных масс и выжимание “текущих” тел в направлении меньшего литостатического давления в виде кристаллических протрузий [15, 17, 19, 26, 56], являющихся составной частью складчато-гдыбовых положительных морфоструктур фундамента.

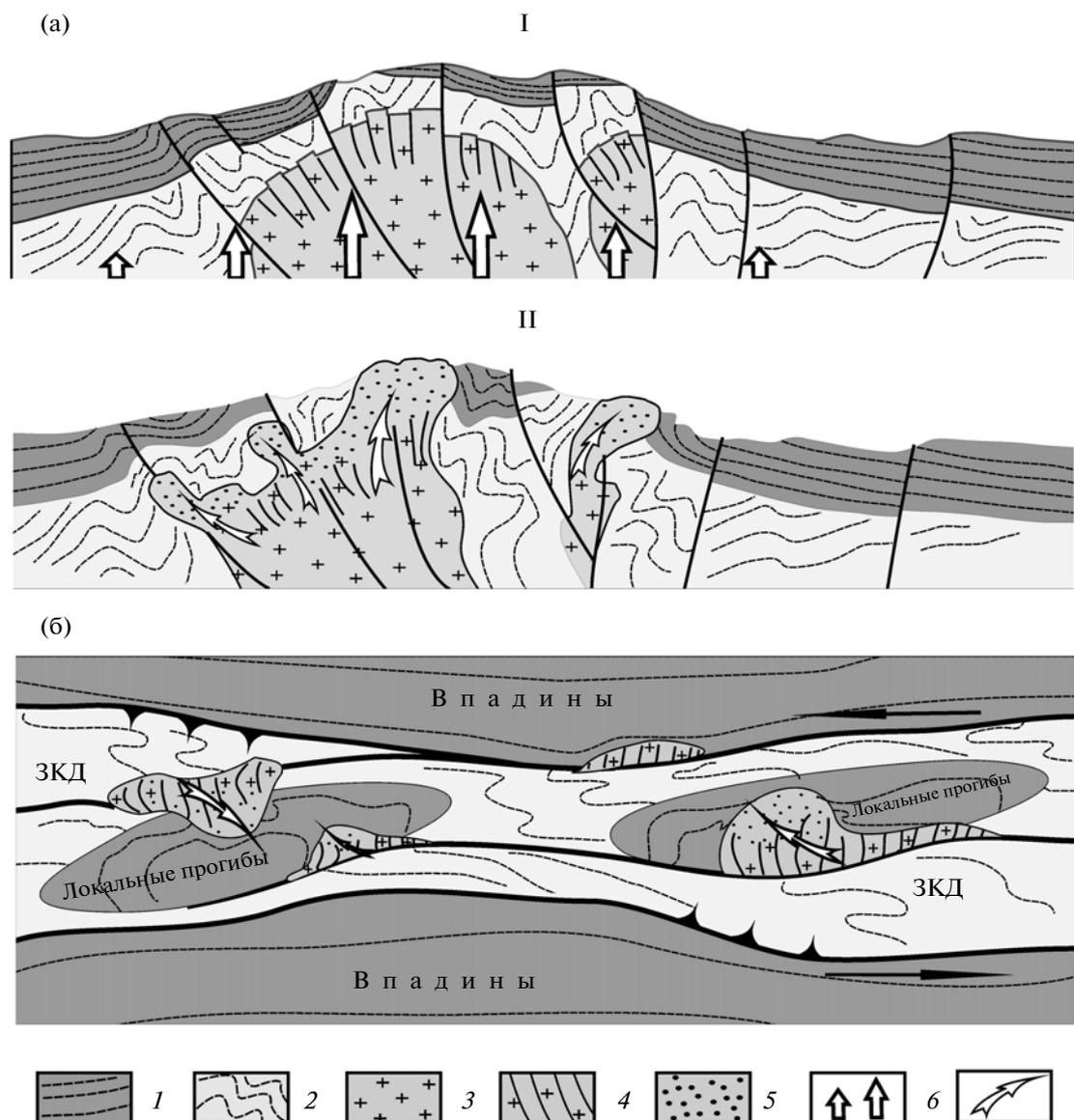


Рис. 16. Принципиальная схема возникновения гранитных протрузий в зоне левосдвиговой транспрессии Гобийского Алтая: а – фазы эксгумации (I и II) и тектонической мобилизации гранитных массивов (разрезы); б – положение в плане и направление миграции гранитных масс

1 – осадочный чехол; 2 – метаморфические породы фундамента; 3 – слабодезинтегрированные граниты; 4 – дезинтегрированные граниты умеренно мобилизованные; 5 – протрузии дезинтегрированных гранитов; 6 – общий подъем палеозойского фундамента на ранних стадиях активизации; 7 – направления перемещения мобилизованных гранитных масс

Типичное 3D строение транспрессионных зон (“структура цветка”), к которым принадлежат рассмотренные в работе шовные структуры Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня, предполагает мозаичное положение участков сжатия и растяжения, что и определяет место, форму и относительное направление движения вещества: преимущественно вверх и иногда – по латерали (рис. 16). Локализуясь в пределах шовных транспрессионных структур активизации фундамента, протрузии, вероятно, могут “отжиматься” в сторону локальных структур растяжения. Эта осо-

бенность проявлена, например, на участке “Тань-Шань”, где устанавливается тенденция перемещения массивов внутрь локальных внутригорных грабен-синклиналей, заполненных осадочными толщами (рис. 16б).

Внедрение протрузивных тел в процессе развития зон внутриплитной активизации существенно усложняет деформационный процесс, что выражается в формировании сложных парагенезов разломных, складчатых и протрузивных структур в фундаменте и плитном чехле.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение структуры и истории развития двух участков, принадлежащих зонам концентрированной деформации Южной Монголии: Гобийскому Алтаю и Гобийскому Тянь-Шаню, позволило выявить ряд важных закономерностей развития региона, имеющих значение как для расшифровки локальных его особенностей, так и для понимания некоторых общих закономерностей развития земной коры на плитном этапе ее существования. Перечислим главные.

– Рассмотренные участки шовно-разломных зон на мезозойско-кайнозойском этапе развития по всем своим параметрам (тектонической структуре, морфоструктуре, характеру ограничений, вещественной переработке, сейсмичности и пр.) могут быть отнесены к разновидности структур, известных как зоны концентрированной деформации.

– Выявлен основной структурный парагенез, характерный для описанных зон, а именно парагенез сдвигового объемного хрупко-пластического течения. Установлено большое разнообразие структурных форм (разломы, складки, области объемного течения, меланжи и пр.) и дискретность их проявления в пространстве и во времени. Разнообразие структур и дискретность их проявления в пространстве обусловлены, прежде всего, неоднородным строением фундамента – его блочной раздробленностью и минеральным составом, что предопределяет контрастность объемных реологических свойств горных пород. Благодаря этим факторам в едином региональном поле напряжений формировались столь разнообразные по стилю и масштабу структуры, которые, тем не менее, образуют единый структурный ансамбль, отражающий условия левосторонней транспрессии.

– Одной из наиболее характерных структурных форм зон концентрированной деформации Южной Монголии являются гранитные кристаллические протрузии. Возникновение протрузий – процесс многокомпонентный, сложный и перманентно активизирующийся, начиная с начала мезозоя и вплоть до настоящего времени.

– Установлены наиболее типичные черты строения гранитных массивов, тектонически мобилизованных и испытавших подъем к поверхности в виде протрузий на стадии внутриплитной активизации. Этапы эволюции структуры гранитоидных массивов увязаны с фазами региональной тектонической активности. Гранитные протрузии установлены нами в этом районе впервые, и они являются ярким свидетельством объемной подвижности кристаллических пород консолидированной коры в пределах узких тектонических швов на плитном этапе развития территории Южной Монголии.

Авторы выражают искреннюю благодарность коллегам по работе Ж. Бадамгараву, А.В. Полещу-

ку и Ю.Г. Цеховскому, на отдельных этапах принимавшим участие в сборе и обработке фактического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 и № 10 и Грантов Российского фонда фундаментальных исследований 10-05-00852, 13-05-00298, 12-05-31465-мол.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во “Нефть и газ”, 1997. 288 с.
2. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
3. Геологические формации Монголии. Труды совместной российско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 55. М.: Шаг, 1995. 179 с.
4. Геологическая карта МНР. Масштаб 1 : 200 000. L-48-XXX. М.: Мингео СССР, 1989.
5. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973. 436 с.
6. Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
7. *Дамдинжав Б., Дэлгэрсайхан А., Бадамгарав Ж.* Геологическая карта Монголии. Масштаб 1 : 200 000. Лист К-48-VIII. Улан-Батор. 1999.
8. *Девяткин Е.В.* Деформация поверхности выравнивания Западной Монголии за новейший этап тектонического развития. Поверхности выравнивания. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1970. С. 32–40.
9. *Девяткин Е.В.* Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. С. 102–114.
10. *Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г. и др.* Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая // Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970. С. 114–131.
11. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В.* Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. ССМНИГЭ. М.: Наука, 1990. 240 с.
12. *Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Кравчинский В.А.* Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.
13. *Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2010. С. 401–405.
14. *Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
15. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
16. *Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и

- особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–26.
17. *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.
 18. *Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постамагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 1. С. 89–112.
 19. *Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В.* Геологические признаки и проблема постамагматического поднятия гранитов // Геотектоника. № 5. 1976. С. 93–100.
 20. *Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182.
 21. Мезозойские озёрные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. 212 с.
 22. *Нагибина М.С.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развития. Группа молассовых формаций // Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. С. 39–63.
 23. *Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
 24. *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.
 25. *Парфеевец А.В., Саньков В.А.* Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Западной и Центральной Монголии // Физика Земли. 2010. № 5. С. 3–14.
 26. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
 27. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.* Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле. Материалы III Тектонофизической Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ, 2012. С. 39–42.
 28. *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: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 169–173.
 29. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.
 30. *Пржиялговский Е.С., Щербакова Т.Ф., Лаврушина Е.В., Савичев А.Т., Горькова Н.В.* Особенности проявления квазипластических деформаций гранитов массива Танын (Гоби-Алтай, Южная Монголия) на микроуровне // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. совещания. Вып. 8. Иркутск: СО РАН, 2010. Т. 2. С. 43–44.
 31. *Рейнер М.* Реология. М.: Наука, 1965. 224 с.
 32. *Самойлов В.С., Аракелянц М.М.* Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение // Геотектоника. 1989. № 3. С. 97–104.
 33. *Сваричевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.
 34. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.
 35. Справочник физических констант горных пород (ред. С. Кларк). М.: Мир, 1966. 545 с.
 36. Типы магм и их источники в истории Земли. Ред. О.А. Богатиков, В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. 280 с.
 37. *Хайнике Г.* Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
 38. *Цеховский Ю.Г.* Литогенез в зонах активизации тектонического режима // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 245–266.
 39. *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.
 40. *Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 50–112.
 41. *Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии // Материалы науч. совещания. Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 158–159.
 42. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.
 43. *Cambell C.S.* Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57–92.
 44. *Carey S.W.* The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
 45. *Cloos H.* Pluton und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen. XVI Congres geol. intern. N. 1. Washington, 1936. P. 235.
 46. *Cunningham W.D.* Tectonic setting and structural evolution of the Late Cenozoic Gobi Altai orogen // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. Vol. 338. P. 361–387.
 47. *Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D. et al.* Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai–Tien Shan connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 140. P. 67–82.
 48. *Dejidmaa G., Badarch G.* Summary of pre-accretionary and accretionary metallogenic belts of Mongolia // Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirvin (ed.). London: CERCAMS, 2005. P. 25–30.
 49. *Graciansky P.-C.* Le problem des “couloured melanges” à propos de formation chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie) // Rev. géogr. phys. et geol. dyn. 1973. Vol. 15. Fasc. 5. P. 555–556.

50. *Jahn B.M., Wu F., Chen B.* Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences.* 2000. Vol. 91. P. 181–193.
51. *Passchier C., Trouw R.* *Microtectonics.* Berlin–New York: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
52. *Tomurtogoo O.* Tectonics and evolution of Mongolia // *Geodynamics and metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirvin (ed.).* London: CERCAMS, 2005. P. 5–14.
53. *Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al.* Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks // *Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means / M. Jessell, J. Urai (ed.) // Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition.* 2000. Vol. 2. P. 16–15.
54. *Woodcock N.H., Mort K.* Classification of fault breccias and related fault rocks // *Geol. Mag.* 2008. Vol. 145. № 3. P. 435–440.
55. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // *Physics Today.* 1996. P. 32–38.
56. *Vita-Finzi C.* Pie de Palo, Argentina: a clastic diaper // *Geomorphology.* 2009. Vol. 104. P. 317–322.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, Ю.А. Морозов

Granitic Protrusions in the Structure of Intraplate Reactivation, Southern Mongolia

E. S. Przhiyalsky, M. G. Leonov, and E. V. Lavrushina

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

e-mail: prz4@yandex.ru

Received May 20, 2013

Abstract—The paper describes tectonic assemblies determining structure and kinematics of the plate evolution in the eastern segment of the Gobi Altay and Gobi Tien Shan intraplate reactivation zones in southern Mongolia. These zones are characterized by deformations corresponding to a 3D brittle–ductile shear flow. The structural and compositional reworking is most strikingly expressed in certain varieties of granites, which form specific geostructures called crystalline protrusions. The internal structure of protrusive bodies is distinguished by fragmentation differing in scale, intense brecciation, cataclasis, and structural–mineral reworking of rocks. Taken together, these phenomena facilitate the tectonic mobility of rock masses under low-temperature and hypabyssal conditions and maintain 3D tectonic flow in basement rocks. The tectonic style of the region and its evolution are predetermined by the 3D flow of granitoids in the crystalline basement, which is related to the joint action of various mechanisms discussed in this paper.

Keywords: granitic protrusion, zone of intraplate reactivation, tectonic assembly, southern Mongolia