

УДК 548.24:549.651.11

В.С. Мельников

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИНВЕРСИОННОГО ПЕРЕХОДА САНИДИН/МИКРОКЛИН. 1. ФЛЮИДНЫЙ ФАКТОР В ТРАНСФОРМАЦИИ ДВОЙНИКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Обсуждена роль воды в трансформации ортоклаза в микроклин. На примере зональных и дифференцированных интрузий, жильных и камерных пегматитов показана связь отношения микроклин/ортоклаз с локализацией флюида. Предлагается использовать ортоклаз-микроклиновый переход для уточнения амфиболитовой изограды в амфиболит-гранулитовых комплексах и для диагностики процессов диафтореза.

Введение. Ортоклаз и микроклин — главные минералы большинства пород, содержащих щелочной полевои шпат (ЩПШ). Незначительно различаясь по составу и Al/Si-упорядоченности, они обладают разной рентгеновской и оптической симметрией. Но главное их различие в том, что они образуются на разных этапах субсолидусной истории ЩПШ. В эволюционном ряду санидин → ортоклаз → микроклин две последние разновидности занимают особое положение. Ортоклаз, который образуется как промежуточная, метастабильная "фаза" калиевого полевои шпата (КПШ), обладает специфической наноструктурой, сложенной из триклинных доменов (твид-структура). Микроклин хорошо известен петрографам по решетчатой двойниковой структуре, наблюдаемой под микроскопом. Из-за большого числа междоменных границ твид-структура ортоклаза обладает повышенной свободной энергией по сравнению с кристаллом, лишенным двойников (монодоменом) [6]. Это означает, что в определенных условиях метастабильный твид-ортоклаз будет трансформирован в микроклин. Трансформация твид-структуры проявляется прежде всего в укрупнении двойниковых доменов и переходе на оптическую шкалу наблюдения. Прогрессив-

ное развитие этого процесса приводит к уменьшению числа доменов и, в конечном счете, к исчезновению двойниковой структуры [6, 23, 25]. Несмотря на то, что такое превращение энергетически выгодно, оно, как показывают наблюдения, не всегда реализуется в природе.

Ранее [23] отмечалось, что в двойниковой структуре укрупнение доменов возможно только в результате переориентации по схеме: правый + левый → правый (или левый). Для этого на границе доменов должно произойти перераспределение атомов Al и Si. Поскольку ниже температуры инверсии санидин/микроклин (~450 °C) скорость диффузии мала, для завершения трансформации даже за геологическое время необходим эффективный катализирующий фактор. Согласно результатам анализа петрологических данных, решающее влияние на процесс трансформации двойниковой структуры ЩПШ оказывает водосодержащий флюид. Известно, что вода ускоряет физические процессы, происходящие на границе твердых фаз, например, межзеренную диффузию. Однако роль воды и ее "компонентов" (H₂, OH⁻, H⁺) в процессах, происходящих внутри кристалла, изучена недостаточно. Долгое время оставалось неизвестным, могут ли крупные нейтральные компоненты воды (H₂O, H₂) или заряженный гидроксил (OH⁻) проникать в кристалл и активизировать

© В.С. Мельников, 2009

Al/Si перераспределение. Частичным решением этой проблемы оказалась серия экспериментальных работ, которые показали, что роль катализатора в процессе Al/Si распределения принадлежит не молекулам воды, а протону [21]. Предполагается, что эта безразмерная частица обладает уникальной способностью проникать в кристалл, перемещаться в нем, разрывать тетраэдрические связи (Al, Si)-кислород и способствовать укрупнению двойниковых доменов. Поскольку способность молекул H_2O диффундировать в структуру КПШ ограничена, одного присутствия в минералообразующей системе флюида недостаточно для укрупнения двойников. Для этого в водосодержащем флюиде должна поддерживаться высокая активность протонов. Отсюда следует, что связь преобразования двойниковой структуры с активностью флюида приобретает важное генетическое значение. Если инверсию санидин/микроклин при $T \approx 450\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ можно использовать как температурный репер, то трансформацию твид-ортоклаза в решетчатый микроклин, а последнего — в монодоменный микроклин следует рассматривать как индикатор активности водного флюида (в частности активности протонов).

В процессе медленного охлаждения породы инверсия санидин/микроклин происходит непременно и присутствие в этом процессе флюида не обязательно. В петрологии хорошо известны так называемые сухие системы. Если бы упорядочение санидина не сопровождалось инверсией и образованием твид-структуры, единственной фазой КПШ в гранитоидах был бы монодоменный микроклин. С другой стороны, если бы твид-структура не обладала способностью к дальнейшей трансформации в микроклин, граниты содержали бы только один полевой шпат — ортоклаз. В то же время нахождение в земной коре крупных гранитных батолитов с решетчатым микроклином указывает на глобальный характер процесса трансформации твид-ортоклаза [6, 24].

В большинстве случаев мы наблюдаем смешанные ортоклаз-микроклиновые граниты, причем моно- и триклинная фазы как правило сосуществуют в одном кристалле. Двухфазный КПШ — это результат не завершившейся трансформации ортоклаза. На чрезвычайно длительный процесс трансформации указывает то, что ортоклаз-микроклиновые КПШ сохранились в древнейших породах архей-

протерозойского возраста. Этот факт свидетельствует также о том, что не всегда присутствие флюида достаточно для завершения трансформации и, по-видимому, состав флюида также имеет значение. Мы не знаем пока всех особенностей перехода ортоклаза в микроклин, но можно утверждать, что ортоклаз-микроклиновый переход совершается в водосодержащей среде. К сожалению, физико-химические параметры этой среды не достаточно изучены.

Таким образом, микроклин/ортоклаз (Mic/Ort) отношение приобретает важное генетическое значение. Для наглядного представления результатов рентгеновского анализа КПШ целесообразно использовать диаграмму триклинность — упорядоченность ($\Delta\rho - 2t_1$), в которой используются легко измеряемые на дифрактометре величины [23].

Ниже проанализированы петрологические данные, подтверждающие участие водного флюида в трансформации ортоклаза в микроклин. Минералообразующие системы, в которых проявлено взаимодействие флюида с породой, целесообразно разделить на две категории. К первой следует отнести минералообразующие макросистемы (магматические и метаморфические комплексы, массивы, интрузии, отдельные магматические тела), на которых можно увидеть масштабность процесса трансформации, его развитие в пространстве и времени, очертить области локализации флюида и временную шкалу его активности. Во вторую категорию объектов попадают микросистемы — кристаллы ЩПШ, которые подвергались воздействию флюида, что зафиксировано в пертитовой и двойниковой структуре. При рассмотрении макрообъектов иногда достаточно ограничиться диагностикой структурного типа КПШ (ортоклаз или микроклин), применяя для этого оптические и рентгеновские измерения. Важно, чтобы массив данных охватывал весь объект или наиболее представительную его часть. Изучение микрообъектов может показать, как развивается процесс трансформации на микроуровне, в каких изменениях структуры он проявляется. Но как свидетельствует опыт, выявление признаков взаимодействия флюида с кристаллом ЩПШ оказывается сложной задачей.

Макросистемы. За несколько последних десятилетий прошлого века региональная минералогия ЩПШ накопила большой материал о

распределении его структурных разновидностей в породах разного состава, генезиса, степени метаморфизма [1—3, 10—13]. В некоторых регионах проводилось полевошпатовое картирование гранитоидов. Большой частью характеристика ЩПШ ограничивалась величиной триклинности, реже измерялась степень упорядочения структуры. Микроскопическое описание двойниковой пертитовой структуры ЩПШ как правило отсутствовало. Но даже эти сведения, отнесенные к конкретному геологическому объекту, дают чрезвычайно важную информацию о субсолидусной истории горной породы.

Граниты и сиениты. Субсолидусные (двуполевошпатовые) граниты кристаллизуются при высоком парциальном давлении водного флюида (выше 5 кбар). Известно, что решетчатый микроклин — характерный минерал глубинных гранитов [15]. Можно предположить, что образованию микроклина способствует не столько медленное охлаждение породы, сколько постмагматический (дейтерический) флюид, отделившийся от расплава. С его воздействием связывают кристаллизацию поздних минералов (мусковита, хлорита, эпидота, кальцита) и образование мирмекита. Гиперсолидусные (однополевошпатовые) граниты и сиениты, кристаллизующиеся в условиях низкого давления водного флюида, содержат преимущественно ортоклаз. Это вызвано низким содержанием воды в исходном расплаве. По мере кристаллизации расплава происходит его обогащение флюидом и остаточные расплавы могут оказаться водонасыщенными при давлении ниже 5 кбар. В расслоенной сиенитовой интрузии Кунгнат (Южная Гренландия) ранние нижние серии пород содержат ортоклаз, а поздние верхние — микроклин [14]. По минералогическим характеристикам к гренландским интрузиям близки гиперсолидусные сиенитовые штоки Украинского щита (УЩ) — Ястребецкий и Азовский. В них ЩПШ представлен исключительно анортоклаз-микрпертитом, который прослеживается в вертикальном разрезе до глубины 1900 м для Ястребецкой и 300 м — для Азовской интрузий. Калиевая фаза микрпертита представлена решетчатым микроклином. На повышенное содержание в остаточном расплаве водосодержащего флюида указывает комплекс фемических минералов, в котором резко преобладают амфибол и слюда.

Зональные интрузии. Для докембрийских гранитов Херефос (Норвегия) [26] показано, что в глубокой части плутона присутствует ортоклаз, а в верхней части преобладают ЩПШ с высокой степенью триклинности (микроклин). Предполагается, что это вызвано воздействием на твид-структуру ортоклаза флюида, который аккумулировался в апикальной части плутона. В других случаях в эндоконтакте небольших интрузий обычно присутствует ортоклаз (не санидин), тогда как в центральной части развит микроклин. Примечательно, что зона развития ортоклаза не совпадает с зоной закалки — она намного шире. Это можно объяснить обогащением флюидом позднего расплава, который локализовался в центральной области интрузии. Д. Ванман [30] произвел минералогическое картирование гранитного плутона *Godani Valley (Nigeria)* размером 3×10 км. В качестве параметра картирования использовалась степень триклинности мегакристаллов ЩПШ размером 2—5 см. Оказалось, что образцы с нулевой триклинностью (ортоклазы) локализованы в краевых частях, а триклинные микроклины — в центральной части плутона. Важно отметить, что зона ортоклаза имела ширину от 300 м до 1,8 км. Это намного больше мощности возможной зоны закалки. Такое распределение ортоклаза и микроклина можно объяснить, если кристаллизация гранита происходила от контактов к центру, где аккумулировался водный флюид. Подобная ситуация установлена в Эльджуртинской гранитной интрузии (Кавказ, Россия). Ортоклаз в центральной части интрузии более упорядоченный по сравнению с краевыми зонами, где он близок к санидину [1, 11, 12]. Не известно, что способствовало упорядочению — медленное охлаждение внутренней части или накопление в ней летучих компонентов.

Жильные пегматиты. Формирование магматических пегматитов происходило при активном участии водного флюида, обогащенного щелочными металлами (Li, Na, K, Rb, Cs). Тренд дифференциации пегматита (число зон, их минеральный состав, текстура, интенсивность автометасоматоза) зависит от первоначального объема расплава и степени насыщенности флюидом. Известно, что жильные пегматиты с низким уровнем дифференциации содержат ортоклаз не только в графической зоне, но также в зонах, близких к осевой части жилы. В крупных промышленных пег-

матитах микроклин может присутствовать и в графической зоне. Надо полагать, что сохранению твид-структуры ортоклаза способствовало низкое содержание флюида в остаточном расплаве. С высоким содержанием флюида связывают перекристаллизацию внешних зон пегматита, мусковитизацию и альбитизацию. Здесь же присутствует микроклин. Следует отметить, что присутствие слюды (основного водосодержащего минерала пегматитов) не всегда признак активности постмагматического флюида. Если мусковит кристаллизовался до инверсии санидина, вода могла полностью войти в структуру слюды и "осушить" оставшийся расплав. Это наблюдается в небольших телах жильных пегматитов кварц-мусковит-ортоклазового состава (Миасс, Урал, Россия), а в керамических пегматитах Елисеевки (Приазовье, Украина) большие гнезда мусковита находятся в окружении крупных кристаллов решетчатого микроклин-пертита. По-видимому, значение имеет не только температурный интервал кристаллизации слюды, но также общее содержание воды в системе на момент инверсии ЩПШ.

Редкометалльные пегматиты. Поскольку высокая концентрация редких металлов в остаточном расплаве достигается за счет большой массы флюида компонентов, следует ожидать, что редкометалльные пегматиты должны быть сложены микроклином. В большинстве случаев это наблюдается. Однако на УЩ известны два месторождения сподуменпеталитовых пегматитов, аналогичных по характеру редкометалльной минерализации, но являющихся антиподами по структурному состоянию ЩПШ [2, 6]. Сподуменовые пегматиты Шевченковского месторождения (Северное Приазовье) исключительно микроклиновые. Более того, решетчатый микроклин интенсивно трансформирован в монодоменный, а небольшие реликты твид-структуры представлены микроскопической решеткой альбит-периклиновых двойников. Превалирование микроклина согласуется с кристаллизацией пегматитов в *PT*-условиях амфиболитовой фации. В пегматитах Ташлык-Шполянской группы месторождений (Полоховка, Лепняшка, Станковатское) преобладает ортоклаз и/или ортоклаз, частично трансформированный в решетчатый микроклин [2]. Этот феномен можно объяснить отсутствием в расплаве компонентов воды или особенностями

ми состава флюида. Привлекает внимание, что в ортоклазовых редкометалльных пегматитах этой группы вместо мусковита кристаллизуется силлиманит, а мусковит образуется позже. На участках скоплений мусковита среди кристаллов ЩПШ резко возрастает количество микроклина. Минеральная ассоциация ортоклаз + силлиманит предполагает, что формирование этих пегматитов происходило в относительно сухих условиях, т. е. глубина формирования пегматитов была больше глубины устойчивости амфиболитовой фации. Известно, что в составе глубинных флюидов, существующих в *PT*-условиях гранулитовой фации, преобладает углекислота [29]. Можно ожидать, что высокое значение отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ существовало и в пегматитовом расплаве, подвижность которого обеспечивалась высоким содержанием лития. В обогащенном углекислотой флюиде активность свободных протонов могла быть недостаточной для трансформации ортоклаза в микроклин. Предположительно протон мог быть зафиксирован в анионе HCO_3^- .

Камерные пегматиты. По сравнению с жильными телами перекристаллизация в камерных пегматитах менее интенсивная и поэтому зональность более полная (нет выпадения зон). По мере кристаллизации расплав обогащается водным флюидом, достигая максимального значения в момент его отделения от расплава (кварц-полевошпатовая зона). В большинстве дифференцированных пегматитов *Mic/Ort* отношение в ЩПШ прогрессивно возрастает от ранней графической зоны к поздней полевошпатовой. Эта закономерность отчетливо выражена в полнодифференцированных (зональных) телах и "размыта" в слабодифференцированных. Не вызывает сомнений, что возрастание значения отношения *Mic/Ort* в поздних зонах пегматита непосредственно связано с ростом концентрации флюидных компонентов в расплаве.

Пегматиты Волыни. Камерные пегматиты Волыни (Украина) характеризуются разными размерами тел, степенью их дифференциации и продуктивности [9]. Установлено, что в зависимости от позиции ЩПШ в теле пегматита его упорядоченность и триклинность возрастают от ортоклаза ($2t_1 = 0,80-0,92$, $\Delta_p = 0-0,3$) до максимального микроклина ($2t_1 = 1,0$, $\Delta_p = 1,0$) [9, 23]. Для всех камерных пегматитов установлена общая закономер-

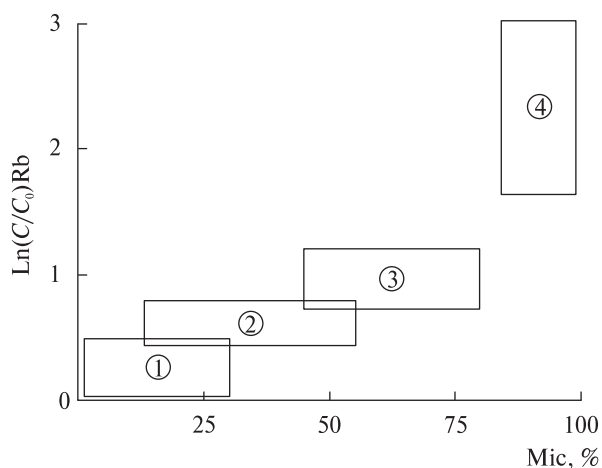


Рис. 1. Вариация относительной концентрации (C/C_0) рубидия и содержания микроклина (мас. %) в КПШ из камерных пегматитов (Волянь): C — концентрация Rb в КПШ; C_0 — концентрация Rb во вмещающем граните. Зоны: 1 — графическая, 2 — графико-пегматоидная, 3 — пегматоидная, 4 — полевошпатовая

Fig. 1. The variation of the rubidium relational concentration (C/C_0) and microcline content (mas. %) in the potassium feldspar (KFSP) from the chamber pegmatites (Volyn'): C — Rb concentration in KFSP, C_0 — Rb concentration in the pegmatite — bearing granites. Zones: 1 — graphic pegmatite, 2 — graphic and pegmatoid pegmatite, 3 — pegmatoid pegmatite, 4 — feldspar pegmatite

ность: ортоклаз (или ортоклаз + микроклин) преобладает в графической зоне, а полевошпатовая (блоковая) зона сложена микроклином. Анализ обширного фактического материала показывает, что в пегматитах с хорошо выраженной зональностью отношение Mic/Ort постепенно возрастает от ранней (высокотемпературной) зоны к центральной (низкотемпературной). В случае, если значение температуры превышает температуру инверсии, все магматические зоны пегматита будут закристаллизованы. Учитывая относительно небольшие (по сравнению с вмещающей интрузией) размеры пегматитовых тел, можно предположить, что градиент температуры на линии графическая зона — ядро был незначительным. Поэтому инверсия санидина происходила во всех зонах одновременно. Поскольку концентрация летучих компонентов в расплаве возрастает по мере кристаллизации зон пегматита, рост значения Mic/Ort отношения отражает постепенный переход от "сухой" к "водонасыщенной" системе. Если предположить, что в момент кристаллизации флюид был захвачен кристаллами ЩПШ в количест-

ве, пропорциональном его содержанию в расплаве, то результат воздействия на твид-структуру должен быть адекватным содержанию флюида в кристалле. Следовательно, должна быть положительная корреляция между значением отношения Mic/Ort и количеством законсервированного в ЩПШ флюида. Так как непосредственное определение содержания флюида в кристалле затруднено, для оценки "флюидонасыщенности" расплава необходимо использовать иной критерий. Известно, что содержание в ЩПШ структурных примесей редких элементов, например Rb и Tl, хорошо отражает степень дифференциации пегматита [4]. Это объясняется тем, что по мере кристаллизации зон пегматита в расплаве возрастает не только количество водосодержащего флюида, но также концентрация в нем редких металлов [16]. На рис. 1 показана вариация содержания рубидия (нормированного на среднее содержание его во вмещающих гранитах) в четырех условных зонах камерных пегматитов Волини. Видно, что содержание рубидия в КПШ растет с увеличением количества микроклина, т. е. трансформированного ортоклаза. Хотя в данном случае связь с флюидом опосредованная, она выглядит достаточно убедительно.

Метаморфические породы. В метаморфических породах, содержащих калий, может кристаллизоваться ЩПШ. Если температура кристаллизации превышает 450°C , структурное состояние КПШ соответствует моноклинному санидину. При инверсии санидина возникает твид-структура ортоклаза. Дальнейшая эволюция метастабильного ортоклаза полностью зависит от присутствия в системе водосодержащего флюида. Существует важное отличие метаморфического ЩПШ от магматического. Первый рос в твердом состоянии, не контактируя с содержащим флюид расплавом. Неизвестно, мог ли быть захвачен флюид при росте кристалла в твердом состоянии, но позже флюид мог поступать в межзерновое пространство и взаимодействовать с КПШ. Метаморфические породы разной фациальной принадлежности прекрасно иллюстрируют зависимость двойниковой структуры КПШ от активности водосодержащего флюида. Как показали многочисленные исследования, ортоклаз и микроклин служат типоморфными минералами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма соответственно.

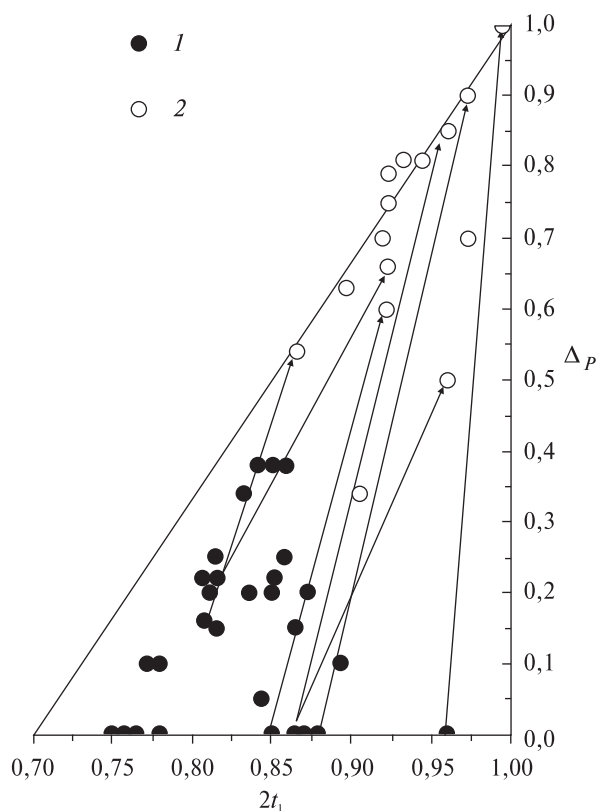


Рис. 2. Диаграмма $\Delta P - 2t_1$ для КПШ из гранулитов УЩ. Фаза: 1 — моноклинная, 2 — триклинная

Fig. 2. The diagram of $\Delta P - 2t_1$ for KFSP from the granulites of the Ukrainian Shield. Phase: 1 — monoclinic, 2 — triclinic

Гранулитовая и амфиболитовая фации. Для гранитоидов УЩ А.С. Марфунин [5] выявил связь между структурным состоянием ЩПШ (упорядоченность + триклинность) и фациальной принадлежностью породы. Так, например, структурное состояние ЩПШ из пегматитов и вмещающих их гранитоидов во многих случаях оказалось близким. Существует соответствие структурного состояния ЩПШ из мигматитов и вмещающих гранитов. Эти и другие наблюдения подтверждают общее заключение, что сходные по составу, но отличающиеся глубиной формирования и, следовательно, участием в петрогенезисе флюида породы будут также отличаться структурным типом КПШ. Поскольку для метаморфических фаций минеральный состав породы отражает присутствие в момент ее образования водного флюида, устойчивость ортоклаза в глубоко метаморфизованных породах (без водосодержащих минералов) становится понятной. Это заключение подкрепляется тем, что изограда гранулитовой фации совпадает с ус-

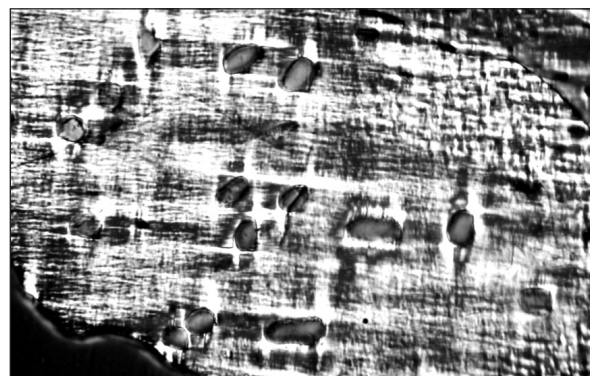


Рис. 3. Сложная структура ортоклаза, образованная наложением двойниковой и пертитовой очень тонкой микроструктуры (чарнокит, Приазовье). Сечение (001), ув. 70

Fig. 3. The complex structure of orthoclase is the result of superposition of twin and perthite very thin microstructure (charnokite, Priazoviya). The section (001), $\times 70$

тойчивостью в ней ортоклаза [17, 18]. Рентгеновское исследование КПШ из метаморфических пород разной фациальной принадлежности выявило отчетливую связь триклинности и упорядоченности с PT -параметрами метаморфизма [3, 10]. Для гранулитов УЩ подобные региональные исследования не проводились.

На диаграмме $\Delta P - 2t_1$ (рис. 2) представлены ЩПШ из метаморфических пород УЩ, которые образовались в PT -условиях гранулитовой фации (чарнокиты и чарнокитоиды). Преобладающей полевошпатовой фазой является ортоклаз, причем его упорядоченность достигает очень высоких значений ($2t_1 = 0,90-0,95$). Трудно объяснить такую высокую упорядоченность триклинных доменов (на уровне максимального микроклина) и устойчивость при этом твид-структуры. Не исключено, что определенную (если не главную) роль играет очень большой возраст чарнокитов. Возможно, что громадный период времени существования породы позволил реализоваться маловероятному процессу Al/Si упорядочения при низкой температуре в отсутствие флюида. Определенную роль могли сыграть колебания термического градиента. Нельзя говорить и о полном отсутствии флюида, но, вероятно, в его составе преобладала углекислота. Часто в ассоциации с моноклинной фазой находится небольшое количество триклинной. Это свидетельствует о прохождении локальных процессов образования микроклина, но они могли совершаться намного позже. Для ортоклаз-микроклинового ЩПШ из чар-

нокитов в шлифах по (001) характерна своеобразная микроструктура, образованная суперпозицией крипто- и микропертитов и двойников (рис. 3). Двойниковая структура калиевой фазы включает твид и очень тонкую решетку низкого микроклина. Другая характерная особенность — игловидные пертиты в сечении намного больше, чем линейные [13]. Пертиты-иглы в сечении шлифа имеют округлую или овальную форму, но число их невелико и распределены они крайне неравномерно. Происхождение их не выяснено, но морфология и ориентация не соответствуют критериям распада твердого раствора. С распадом твердого раствора плагиоклаз—ортоклаз в системе $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - CaAlSi_3O_8$ связано образование антипертитов — мелких вrostков КПШ в плагиоклазе. Растворить значительное количество $KAlSi_3O_8$ в плагиоклазе можно только при высоких значениях температуры и давления. Поэтому антипертиты характерны для глубоких фаций метаморфизма, где водный флюид отсутствует. Это вполне согласуется с тем, что КПШ в антипертитах представлен исключительно ортоклазом.

Диафориты и метасоматиты. Регрессивный метаморфизм сопровождается приносом в гранулиты водосодержащего флюида, что приводит к смене парагенезисов (замещению пироксена водосодержащими амфиболом или слюдой). Диафорез гранулитов, содержащих КПШ (чарнокиты), сопровождается переходом первичного ортоклаза в микроклин [8]. В результате образуется ЩПШ, в котором значение отношения Mic/Ort изменяется в широких пределах. Если трансформация твид-структуры заканчивается полным ее превращением в микрорешетку двойников, то порода, состоящая из микроклина, амфибола, слюды, формально относится к амфиболитовой фации.

Диафорез ставит важную проблему физической кристаллографии: каким образом флюид, окружающий ортоклаз, взаимодействует с ним и трансформирует твид-структуру? В отличие от магматического ЩПШ, который на фронте роста кристалла может захватывать из расплава флюид, межзерновой флюид (дейтерический или инфильтрационный) либо его компоненты должны обладать способностью проникать в кристаллическую решетку минерала. Эта проблема относится к исследованию микросистем.

Микросистемы и признаки взаимодействия ЩПШ с флюидом. Исследование макросистем не раскрывает механизм трансформации ортоклаза, но дает косвенные доказательства участия в этом процессе воды. Последнее обстоятельство весьма существенно, так как микроклин в принципе может кристаллизоваться как стабильная фаза ниже точки инверсии. Такой микроклин не содержит двойников (кроме двойников роста) и не отличим от полностью трансформированного микроклина. Особенно ценным свойством ЩПШ служит их реакция на воздействие водосодержащего флюида, которая проявляется в преобразовании двойниковой и пертитовой структуры ортоклаза и микроклина. Микроскопическое исследование КПШ, образовавшегося в разной генетической обстановке, позволило установить некоторые важные особенности преобразования ортоклаза в микроклин. Есть основания полагать, что механизмы трансформации наноструктуры ортоклаза и микроструктуры микроклина заметно различаются. Вероятно, что определенную роль здесь играет масштаб проявления этих процессов. Более полную информацию о физическом процессе трансформации ортоклаза в природных петрологических системах можно получить, изучая на микроуровне последствия взаимодействия доменной структуры КПШ с флюидом.

Соотношение микроклина и ортоклаза. В интрузивных телах большой массы охлаждение происходит настолько медленно, что санидин обязательно испытывает инверсию, превращаясь в метастабильный твид—ортоклаз. В свою очередь, твид—ортоклаз может быть трансформирован в микроклин [6]. В этой схеме превращений ортоклаз можно рассматривать как исходную фазу (псевдофазу) КПШ, а микроклин — как конечную. Так как микроклин — термодинамически устойчивая фаза, преобразование метастабильного ортоклаза в микроклин можно рассматривать как псевдофазовый переход. Отсюда следует, что для превращения ортоклаза в микроклин необходимо преодолеть некоторый активационный барьер. Учитывая связь "раздвойникования" с Si/Al-упорядочением и относительно низкую температуру процесса, ортоклаз (при отсутствии факторов разрушения твида) может сохранять твид-структуру миллиарды лет. Вследствие локального характера трансформации моно- и триклинная фазы КПШ могут сосуществовать в одном кристалле [9]. Поскольку

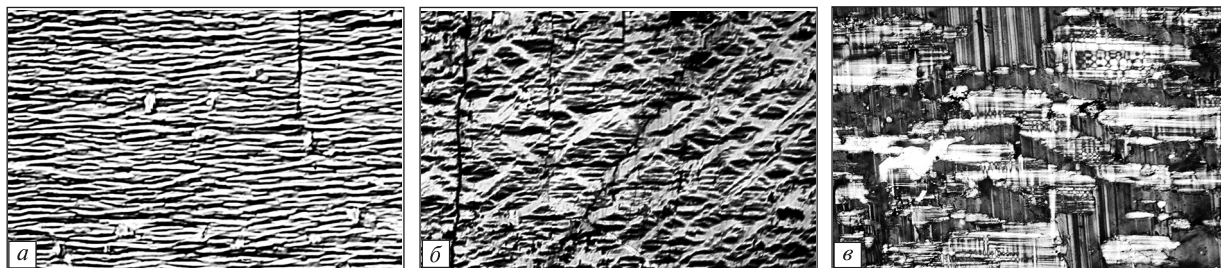


Рис. 4. Козволюция пертитовой и двойниковой структуры в анортоклазе Азовского месторождения: *а* — первичная пертитовая микроструктура, содержащая микроклин (темное, без двойников) и оптически моноклинный альбит (светлое); *б* — частично сегрегированная пертитовая структура, в которой пертиты изменили ориентацию, оптическая симметрия фаз не изменилась; *в* — столбчатые пертиты микроклина в монокристалле — матрице альбита, белые горизонтальные полосы в микроклине — монодоменные участки. Сечение (001), ув. 25

Fig. 4. The coevolution of the perthite and twin structures of the anorthoclase (Azov deposit): *a* — the original perthite microstructure consisting of microcline (dark, without twins) and albite (clear) with monoclinic optic; *b* — partially segregated structure where perthites changed their orientation; an optical symmetry of phases has not been changed; *c* — the columned microcline perthites in the single crystal matrix, the white horizontal streaks in the microcline, they are the monodomains areas. The section (001), $\times 25$

ортоклаз является исходной фазой, Мис/Орт отношение отображает степень его преобразования в микроклин. С помощью метода рентгеновской дифрактометрии в частично трансформированном ортоклазе ортоклаз и микроклин фиксируются как две фазы, различающиеся симметрией. Несмотря на то, что значение отношения Мис/Орт в разных кристаллах может варьировать, среднее его значение в некотором объеме породы служит важным генетическим показателем. В шлифах оптическая граница твида и микроклина иногда настолько резкая, что создается эффект фазовой границы. Учитывая разницу в свободной энергии монодоменного микроклина и твид-ортоклаза, образование такой границы вполне возможно. В результате изучения шлифов установлено, что нередко часть кристалла КПШ представлена тонкорешетчатым микроклином, а другая — микроклином без признаков двойникового (монодоменом). Эти разновидности не различаются симметрией.

Козволюция пертитов и двойников. На связь двойниковой и пертитовой структур указал еще Спенсер [28], а роль флюида в преобразовании пертитов рассмотрена в работах [27, 31, 32]. Установлено, что уже на ранней постмагматической стадии происходит взаимодействие дейтерического раствора с полевыми шпатами. При этом на межфазных границах, например пертитового альбита и КПШ, образуются субмикроскопические каналы, по которым происходит циркуляция флюида. При этом дейтерический раствор преобразует перти-

товую структуру, укрупняя ламели и изменяя их первичную ориентацию. Интенсивность укрупнения пертитов (сегрегации) зависит от числа флюидопроводящих каналов в единице объема (плотности каналов). После инверсии КПШ каналы сохраняются, обеспечивая инфильтрацию флюида в кристалл. Поскольку область циркуляции флюида охватывает твид-структуру, груборешетчатый микроклин нередко ассоциирует с сильно сегрегированными пертитами. Можно заключить, что существует прямая связь между укрупнением пертитов и их двойников. Поскольку время образования пертитовой и двойниковой структур КПШ разное, взаимосвязь двойников пертитового альбита и микроклина менее отчетливая. Приведем несколько примеров, иллюстрирующих непростой характер этой связи.

Повышенная активность дейтерического флюида на Азовском месторождении отчетливо проявилась в коэволюции пертитовой и двойниковой структур ЩПШ [6]. Поскольку состав ЩПШ отвечает анортоклазу ($>63\% \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8$), пертитовые ламели представлены КПШ, а матрица — альбитом. К-пертиты и Na-матрица имеют высокую степень упорядочения. Эволюционный ряд пертитов [7] начинается тонкими пластинчатыми (иногда извилистыми) пертитами, ориентированными по (б 01). По мере сегрегации они преобразуются в структуры типа зигзаг или ромбовидные, далее — трехмерные выделения КПШ и наконец формируются объемные (столбчатые) пертиты (рис. 4, *а, б*).



Рис. 5. Реликтовые участки периклиновых двойников в альбитовой монокристаллической матрице (Азовское месторождение). Прямой угол между альбитовыми периклиновыми двойниками — признак инверсии из моноклинной структуры. Сечение (001), ув. 30

Fig. 5. The relict segments of the pericline twins are included in the albite single crystal matrix (the Azov deposit). The right angle between the albite and pericline twins is the sign of the inversion from the monoclinic structure. The section (001), $\times 30$

В структуре, где преобладают пластинчатые пертиты, альбитовая матрица оптически моноклинная, а К-пертиты триклинные, без видимых двойников и с малым углом погасания. В сегрегированной пертитовой структуре альбит показывает тонкое двойникование по альбитовому закону (рис. 4, в). Изредка попадаются реликты альбит/периклиновой структуры (А/Р-структура), возникшей после инверсии гомогенного анортоклаза в триклинную симметрию (рис. 5). Это свидетельство инверсии анортоклаза при высокой температуре. После инверсии анортоклаз был сдвойникован по А/Р системе, но во время дальнейшего длительного охлаждения утратил большую часть Р-двойников. Двойниковая структура калиевой фазы отчетливо проявлена только в столбчатых пертитах (рис. 6, а). Это шахматная структура, в разной степени трансформированная в А- и Р-структуру. Поскольку она состоит наполовину из твида, следует заключить, что столбчатые пертиты сформировались при температуре, превышающей температуру инверсии [6]. Интересно, что двойниковая структура альбитовой матрицы

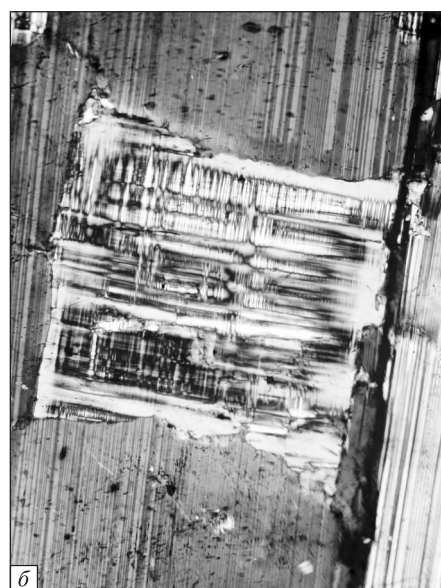


Рис. 6. Столбчатые пертиты микроклина в сечении (001) (анортоклаз, Азовское месторождение): а — альбит-периклиновая двойниковая структура с участками шахматной структуры и твида (ув. 35); б — квадратное сечение пертитового выделения микроклина в альбитовой матрице (ув. 40)

Fig. 6. The columnar perthites of the microcline in (001) section (anorthoclase, the Azov deposit): а — the albite/pericline twin structure with the segments of the chess-board structure and the tweed ($\times 35$); б — the square section of the perthitic microcline separation in the albite matrix ($\times 40$)

практически не изменяется (рис. 6, б). Можно предположить, что диффузия калия и натрия, с которой связано укрупнение пертитов, не влияет на трансформацию двойников натриевой фазы.

Связь морфологии пертитов и степени трансформации твид-структуры хорошо проявлена в кристаллах ортоклаз-микроклина из пегматитов Вольни. На участках, где преобладает ортоклаз, развиты тонкие пластинчатые пертиты, расположенные в плоскости $\sim (\bar{6} 01)$



Рис. 7. Параллельные сростки идиоморфных кристаллов альбита, которые образовались в амазоните в результате преобразования пертитов. Матрица (черное) представлена тонкорешетчатым микроклином (Перга, Украина). Сечение (001), ув. 20

Fig. 7. The parallel intergrowth of the idiomorphic albite crystals have been formed as a result of the perthites transformation in the amazonite. The matrix (black) represents the superfine cross-hatched microcline (Perga, Ukraine). The section (001), $\times 20$

и ориентированные вдоль [010]. Там, где содержание ортоклаза низкое (10–15%), пертиты имеют совершенно иную морфологию — широкие, извилистые ленты, ориентация которых меняется с [010] на [110]. Тонкие двойники преобразуются в широкие, приобретающие форму кристаллических индивидов.

В некоторых случаях коэволюция двойниковой и пертитовой структур не наблюдается. Амазонит, независимо от месторождения, имеет две характерные особенности: натриевая фаза образует широкие пертиты, частично ориентированные в плоскости (110); калиевая фаза представлена тонкорешетчатым практически не трансформированным микроклином с высокой степенью упорядоченности ($\Delta_p = 0,9-1,0$; $2t_1 = 1,0$). Трансформация двойниковой структуры альбита проявляется в укрупнении тонких альбитовых двойников, замене их широкими двойниками с узкими резкими границами. В свою очередь, широкие двойники преобразуются в параллельные по (010) сростки индивидуальных кристаллов альбита, создавая пилообразную границу с микроклином (рис. 7). Индивиды альбита содержат небольшое число двойников (1–3 на кристалл). Двойниковая структура калиевой фазы амазонита имеет ряд интересных особенностей. По морфологии это типичная *A/P*-структура, но периклиновые двойники здесь присутствуют

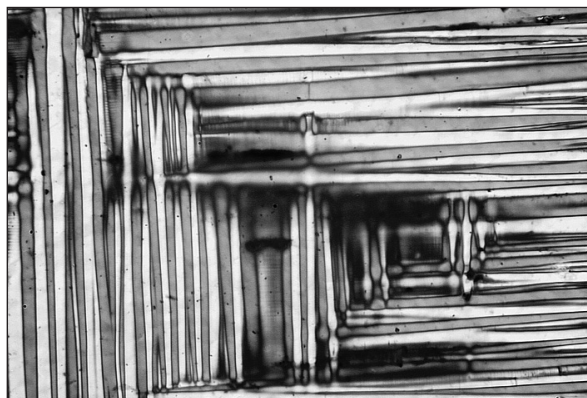


Рис. 8. Двойниковая структура амазонита, состоящая из блоков альбитовых и периклиновых двойников (Перга, Украина). Сечение (001), ув. 35

Fig. 8. The twin structure of the amazonite consisting of the blocks of the albite and pericline twins (Perga, Ukraine). The section (001), $\times 35$

реально, т. е. действительно имеют ориентацию (*h*01). Строго говоря, это укрупненная *M*-структура [22, 27], состоящая из блоков альбитовых и периклиновых двойников (рис. 8). В ней всегда присутствуют участки оптически моноклинной структуры (твида?). Логично предположить, что сегрегация пертитов происходила выше инверсии санидин/микроклин, а инверсия и образование микроклина происходили в практически свободной от натрия калиевой фазе. Это может быть следствием медленного охлаждения в условиях слабой активности водосодержащего флюида. Если это так, то необходимо пересмотреть роль флюида в сегрегации пертитов.

Ассоциация микроклина с гидроксилсодержащими минералами. Связь трансформации (укрупнения, сегрегации) пертитовой структуры (ЩПШ) с присутствием в породе дейтерического флюида установлена давно [31, 32]. Менее очевидна связь с флюидом преобразований структуры твид-ортоклаза и решетчатого микроклина. Однако в твид-ортоклазе нередко наблюдаются скопления поздних водосодержащих минералов, приуроченные к участкам развития двойниковой решетки микроклина. Это не касается случаев, когда биотит и амфибол являются протовключениями. Тот факт, что кристаллы метасоматической слюды в ортоклазе окружены решетчатым микроклином, можно рассматривать как доказательство воздействия на ортоклаз водного флюида. В ортоклаз-силлиманитовых пегматитах Леп-

няшки (Кировоградская обл.) ассоциация микроклина и мусковита проявляется достаточно часто. В то же время в камерных пегматитах Воыни кристаллы ЩПШ в кварц-полевошпатовой брекчии, сцементированные поздним опалом, не обнаруживают полной трансформации, сохраняя ортоклаз-микроклиновый состав. Возможно, что в этом случае определяющую роль играет щелочно-кислотный баланс раствора, его температура и время воздействия на кристалл.

Декорирование флюидом двойниковых границ. Воздействие флюида на кристалл полевого шпата вызывает его преобразование в другие фазы, прежде всего в слюдистые минералы. Часто на начальном этапе изменения плагиоклаза серицитизация развивается преимущественно на двойниковых границах. В результате плохо выраженные двойники отчетливо проявляются в виде следов кристаллизации слюды. Тот факт, что при серицитизации декорированию подвергаются в первую очередь двойниковые швы, свидетельствует об их энергетической неустойчивости. Гораздо реже декорированию пелитовым (слюдистым ?) материалом подвергаются двойники микроклина. Раствор избирательно воздействует на двойниковые швы альбитовых двойников. Декорированные двойниковые швы занимают незначительную часть незатронутого изменением кристалла. Причиной неустойчивости двойниковых границ могут быть: напряжения структуры на границе доменов, вызванные несоответствием моноклинной геометрии междоменной границы и триклинной геометрии двойниковых доменов; частичная разупорядоченность Al/Si на двойниковой границе; примесные дефекты, закрепленные на двойниковых границах. Отметим, что декорирование двойниковых границ, зафиксированное на микроскопической шкале, должно проявляться и на более тонкой двойниковой решетке.

Протоны в структуре КПШ. Целью статьи не было обсуждение проблемы протона в кристаллической структуре полевых шпатов. Отметим лишь следующее. Эксперименты, подтверждающие гипотезу катализирующего влияния воды на процесс Al/Si распределения в ЩПШ, проводились многими исследователями [20, 21]. Результаты можно резюмировать следующим образом: 1 — разупорядочение низкого альбита резко усиливается в при-

сутствии воды при температуре 700—900 °С и давлении до 18 кбар [20]; 2 — молекулы воды и водорода не оказывают влияния на разупорядочение альбита [21]; 3 — единственным эффективным фактором Al—Si разупорядочения служит присутствие в системе протонов [21]. Показано, что водородная форма КПШ может быть синтезирована в результате ионного обмена натрия на протон, если в качестве исходного материала выбран разупорядоченный санидин [19]. Образующаяся устойчивая фаза HAlSi_3O_8 имеет разупорядоченную моноклинную структуру. Поскольку предполагается, что границы двойников имеют моноклинную симметрию и разупорядоченное Al/Si распределение [23], они могут служить каналами проникновения протонов в структуру КПШ.

Переход ортоклаз/микроклин — индикатор активности флюида. При описании пород, содержащих ЩПШ, очень мало внимания уделяется характеристикам их двойниковой и пертитовой структуры, тогда как морфологические особенности этих структур могут предоставить важную информацию о размерах интрузии, скорости остывания, активности водосодержащего флюида. Поскольку San/Mic переход совершается в очень узком температурном интервале, температура инверсии (400—450 °С) может служить репером при изучении низкотемпературных процессов с участием ЩПШ. Изограда, основанная на санидин-микроклиновом переходе, успешно использована при фациальном анализе метаморфических пород Центральных Швейцарских Альп [17]. Признаки ретроградного метаморфизма, включая диафторез гранулитов, хорошо диагностируются по структурам трансформации ортоклаза [8].

Из петрологических данных известно, что микроклин присущ большим глубинным интрузиям гранитов (батолитам), а ортоклаз — гипабиссальным и жильным телам [15]. Поскольку считалось, что моноклинный ортоклаз по своей структуре близок санидину, возникло представление о зависимости степени упорядочения ЩПШ от скорости охлаждения и, следовательно, от массы интрузивного тела. Однако простая детерминистическая цепочка масса породы — скорость охлаждения — степень упорядочения ЩПШ, оставаясь в принципе верной, оказалась намного сложнее. Например, зависимость степени упорядоче-

ния от размера гранитного тела становится неоднозначной, если учесть, что нередко гранитные батолиты — комплекс интрузивных тел, внедрение которых происходило в разное время. Эти мелкие интрузии могут содержать как ортоклаз, так и микроклин. Во многих случаях жильные граниты, обладающие небольшой массой породы, содержат микроклин, а пегматиты — ортоклаз.

В больших интрузиях образование твид-структуры происходит независимо от скорости охлаждения. Поэтому ортоклаз как первичная после инверсии фаза КППШ образуется в большинстве изверженных пород. Неустойчивость ортоклаза и преобразование его в микроклин является следствием неустойчивости всей петрогенетической системы. *A priori* понятно, что на скорость трансформации ортоклаза могут влиять факторы разной природы. Однако многочисленные наблюдения показывают, что главным фактором служит "флюидонасыщенность" материнской породы.

Присутствие в породе ортоклаза или микроклина на первый взгляд не должно зависеть от ее состава. Действительно, граниты и сиениты могут быть ортоклазовыми, микроклиновыми или содержать обе разновидности КППШ в одном кристалле. Для микроклиновых пород характерна одна особенность — устойчивая ассоциация микроклина и водосодержащих минералов (слюды, амфибола, хлоритов). Для ортоклазовых пород присутствие этих минералов не характерно. Эта закономерность давно известна, поэтому ортоклаз считается индикатором сухой системы. Микроклинизация ортоклаза может быть локальной (зоны пегматитов, апикальные и/или центральные области интрузии), глобальной (крупные гранитные батолиты) или региональной (зоны регрессивного метаморфизма). Но независимо от масштаба проявления трансформации ортоклаза всегда обнаруживается связь с присутствием в породе водосодержащего флюида.

В работе А.С. Марфунина [5] выделены пять структурно-оптических типов ЩППШ, установленных в породах УЩ: три типа ортоклаза (тип бердичевского гранита, трахитоидных новоукраинских гранитов и гранитов рапакиви) и два типа микроклина — крипторешетчатый и четко решетчатый.

Они показывают прямую связь с разделением гранитоидов УЩ по фациальному признаку. Четко решетчатый микроклин характерен для пород амфиболитовой фации метаморфизма, ортоклазы присутствуют гранулитам. Такая связь может быть использована для фациального картирования метаморфических пород с использованием ортоклаз-микроклинового перехода для установления гранулитовой изограды.

Заключение. Петрологические данные подтверждают гипотезу, что основным управляющим фактором трансформации ортоклаза в микроклин служит высокая активность водосодержащего флюида в минералообразующей среде. Микроскопические наблюдения указывают на связь преобразований в перлитовой и двойниковой структуре с присутствием водосодержащего флюида. Только один компонент воды — протон, является действенным катализатором трансформации ортоклаза. Обладая высокой проникающей способностью, протон диффундирует в кристалл и, разрывая мостиковые связи в тетраэдрическом каркасе структуры, активизирует раскрытие (Al, Si)-тетраэдров, ускоряя диффузию алюминия и кремния. Этим обеспечивается Al/Si перераспределение на границе смежных двойниковых доменов — необходимое условие роста размера доменов и укрупнения двойниковой структуры. Активность протонов быстро возрастает с увеличением значений температуры и давления флюида, а также с ростом концентрации солей.

Существует отчетливая связь между присутствием в породе определенной структурной разновидности КППШ и активностью водного флюида. Породы, образующиеся в близких *PT*-условиях, могут резко различаться по активности водосодержащего флюида. Ортоклазовые и микроклиновые породы следует отнести к категории "сухих" и "влажных" систем. Петрологическое значение перехода ортоклаз—микроклин заключается в возможности разделения пород по степени активности водного флюида. Эта концепция может быть положена в основу картирования гранитоидов в сложной геологической обстановке сосуществования метаморфических и магматических комплексов.

1. Бычков А.М., Волков В.Н., Гаврилин Р.Д. Изменение степени упорядоченности фенокристаллов К-На полевых шпатов в вертикальном разрезе верхней части гранитного интрузива // Геохимия. — 1977. — № 3. — С. 394—400.
2. Возняк Д.К., Бугаенко В.М., Галабурда Ю.А. та ін. Особливості мінерального складу та умов утворення рідкіснометалевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит) // Мінерал. журн. — 2000. — **22**, № 1. — С. 21—41.
3. Галибин В.А., Байкова В.С., Сдова И.С. Структурное состояние и состав полевых шпатов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций (на примере центральной части Албанского щита и его обрамления) // Докл. АН СССР. — 1972. — **205**, № 3. — С. 681—684.
4. Кузнецов Г.В., Таращан А.Н. Люминесценция минералов гранитных пегматитов. — Киев : Наук. думка, 1984. — 190 с.
5. Марфуни А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — 272 с.
6. Мельников В.С. Трансформация твид-структуры ортоклаза в решетчатый микроклин // Мінерал. журн. — 2005. — **27**, № 2. — С. 9—31.
7. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение : минералогические и генетические особенности // Там же. — 2000. — **22**, № 1. — С. 42—61.
8. Мельников В.С., Лазаренко Е.Е. Признаки диафтореза в щелочных полевых шпатах рудовмещающих пород Майского проявления золота // Сб. науч. тр. Центра радиогеохимии окружающей среды. — 2000. — **2**. — С. 190—207.
9. Мельников В.С., Павлишин В.И., Пшеницова Н.П. Структурные особенности и симметрия щелочных полевых шпатов из камерных пегматитов Волины // Мінерал. журн. — 1991. — **13**, № 4. — С. 12—24.
10. Сдова И.С., Негуй Т.Н., Каменцев И.Е. Структурное состояние К-На полевых шпатов мигматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов в связи с условиями их образования // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1982. — Ч. 111, вып. 5. — С. 514—528.
11. Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Попов А.А. Отражение магматического и постмагматического этапов становления гранитов в изменении структурного состояния и состава полевых шпатов на примере Эльджуртинского массива // Геохимия. — 1978. — № 12. — С. 1782—1801.
12. Соболев Р.Н., Каплуник Л.Н., Чжу Юнфэн. Структурная упорядоченность и химический состав К-На полевых шпатов как показатель условий их кристаллизации и посткристаллизационных превращений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — 2000. — № 5. — С. 54—61.
13. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1980. — 195 с.
14. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М. : Мир, 1970. — 552 с.
15. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М. : Наука, 1987. — 232 с.
16. Vadejoko T.A. Correlation between microstructures, K-feldspars triclinicity and trace elements geochemistry in stanniferous and barren granites, northern Nigeria // Lithos. — 1984. — **17**, No 3. — P. 259—271.
17. Vambauer H.U., Bernotat W., Breit U., Kroll H. Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sanidine transition isograd // Eur. J. Mineral. — 2005. — **17**. — P. 67—80.
18. Vambauer H.U., Krause C., Kroll H. TEM-investigation of the sanidine/microcline transition across metamorphic zones : the K-feldspar varieties // Ibid. — 1989. — **1**. — P. 47—58.
19. Deubener J., Stieritzke M., Müller G. Feldspars $MA\text{Si}_3\text{O}_8$ (M = H, Li, Ag) synthesized by low-temperature ion exchange // Amer. Miner. — 1991. — **76**. — P. 1620—1627.
20. Goldsmith J.R. Al/Si interdiffusion in albite : effect of pressure and the role of hydrogen // Contribs Mineral. and Petrol. — 1987. — **95**. — P. 311—321.
21. Graham C.M., Elphick S. A re-examination of the role of hydrogen in Al-Si interdiffusion in feldspars // Ibid. — 1990. — **104**. — P.481—491.
22. Laves F. The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars // J. Geol. — 1950. — **58**, No 5. — P. 548—571.
23. Melnikov V.S. Evolution of twin structure of alkali feldspars. I. Feldspars enriched with potassium // Mineral. Journ. (Ukraine). — 2001. — **23**, No 5/6. — P. 47—64.
24. Melnikov V.S. Interaction of twinning structure of the feldspars with water fluid — the most significant geological process in the Earth's Crust // Tenth intern. symp. on water-rock interaction (WRI-10). — Willasimus (Italy), 2001.
25. Melnikov V.S. Evolution of twin structure of alkali feldspars. II. Feldspars enriched with sodium // Mineral. Journ. (Ukraine). — 2003. — **25**, No 5/6. — P. 20—35.
26. Nilsen B., Smithson S. Studies on the Precambrian Herefoss granite. 1. K-feldspars obliquity // Norsk geol. tidsskr. — 1965. — **45**. — P. 367—396.
27. Smith J. Feldspars minerals. — Berlin etc. : Springer, 1974. — Vol. 1. — 627 p.; Vol. 2. — 690 p.
28. Spencer E. The potash-soda feldspars. 11. Some applications petrogenesis // Miner. Mag. — 1983. — **25**, No 162. — P. 88—112.

29. *Touret J.* Granulite facies and CO₂ fluids // Centenaire de la Soc. Geol. des Domaines Critallins, Liege, 1974. — P. 267—287.
30. *Vaniman D.* Crystallization history of sector-zoned microcline megacrysts from Goldani Valley pluton, Nigeria // Miner. Mag. — 1978. — **42**. — P. 443—451.
31. *Walker F.D.L., Lee M.R., Parsons I.* Micropores and micropermeable texture in alkali feldspars : geochemical and geophysical implications // Ibid. — 1995. — **59**. — P. 505—534.
32. *Worden R.H., Walker F.D.L., Parsons I., Brown W.L.* Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars // Contribs Mineral. and Petrol. — 1990. — **104**. — P. 507—515.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеновко НАН Украины, Киев

Поступила 26.01.2009

РЕЗЮМЕ. Висвітлено роль води у трансформуванні ортоклазу в мікроклін. На прикладі зональних і диференційованих інтрузій, жильних і камерних пегматитів показано зв'язок відношення мікроклін/ортоклаз з локалізацією флюїда. Запропоновано застосовувати ортоклаз-мікрокліновий перехід для уточнення амфіболітової ізогради в амфіболіт-гранулітових комплексах і діагностування процесів діафторезу.

SUMMARY. Orthoclase and microcline are main rock forming minerals of many acid rocks. In the evolution sequence of sanidine → orthoclase → microcline the orthoclase was formed as an intermediate metastable phase with specific domain structure on nanometrical scale (tweed-structure). Cross-hatched twin structure of microcline is observed on microscopic scale. Tweed-structure of orthoclase is unstable through numerous twin boundaries. It means that under certain conditions tweed-orthoclase will be transformed into microcline by enlarging of size of twin domains. So on boundaries of twin domains Al/Si redistribution must occur. Since the diffusion rate below temperature of sanidine/microcline inversion (~450 °C) is very small the presence of certain catalyze factor is necessary to finish transformation, even if the commitment time of this process is "geological" time. The analysis of the rocks taken from the objects with different petrological history (intrusions of granite, pegmatites, metamorphic complexes) shows that the main effect on the orthoclase/microcline transformation makes water bearing fluid. The microcline/orthoclase (Mic/Ort) relation may be as index of the level of the orthoclase transformation. The disposition of Mic/Ort relation in different zones of the chamber and vein pegmatite is in a good agreement with accumulation of water bearing fluid enriched by rare elements (Li, Rb, Cs) in them. The temperature of sanidine/microcline transition (450 °C) may be used as geological thermometer and the petrological meaning of orthoclase/microcline transformation consist in ability of rocks division by degrees of fluid activity. Orthoclase and microcline are indicators of the "dry" and "damp" petrological system respectively. This conception may be applied to the detailed mapping of the alkali Fsp rocks of magmatic and metamorphic complexes.