НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 553.08+551.24

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ГЕОДИНАМИКА

© Т.Т. Казанцева

Рассматривается предопределенность структурных превращений породообразующих минералов главных магматических формаций складчатой области геодинамическими условиями, обусловленными тектоническим давлением преимущественно однонаправленного характера (стресса).

Ключевые слова: минеральная система, структура, изоморфизм, полиморфизм, упорядоченность, тектоника, геодинамика.

Из нескольких тысяч минералов, распространенных в земной коре, главных породообразующих – всего несколько десятков. Но они в том или ином виде определяют основной объем литосферы. Только полевые шпаты, например, слагают около 50% земной коры.

Согласно системным представлениям в геологии, вещественная система любого уровня организации (минерал, порода, формация, формационный ряд) представляет собой двуединые противоположности из систем более низкого ранга, объединяемых соответствующей рангу структурой. В таком аспекте породообразующие минералы, как, впрочем, и все иные, представляют собой минеральные системы, состоящие из катионных и анионных химических групп (двуединых противоположностей), связанных определенной кристаллической решеткой. Потому *структура* является главным системообразующим фактором, и она содержит информацию об условиях образования и развития системы. В этом случае методика выявления геодинамических режимов может и должна основываться на особенностях структурных превращений [1–2].

Используются известные положения и наработки по отдельным проблемам структурной минералогии. Среди них такие. Проблема *изоморфизма*, давно привлекающая внимание минералогов. Рассмотрены и теоретически обоснованы возможности замещения в кристаллических решетках одних атомов другими. Анализировались закономерности, вытекающие из свойств ионов (размер радиуса, поляризационные эффекты и т.д.), а также энергетические константы. Появились идеи об изоморфных рядах элементов, об энергетической направленности изоморфных замещений, возникло представление о возможностях замещений в кристалле одних структурных «блоков» на другие, а также о преимущественном захвате примесей по зонам дислокаций в реальных кристаллах [3].

Полиморфные превращения, которые лежат в основе познания эволюции природной минеральной системы. Полиморфизм является процессом чисто структурного порядка. Сущность его заключается в том, что минералы в различных условиях (температура и давление) могут образовывать разные по симметрии и форме кристаллы без изменения химического состава. Это явление довольно распространено в природе. Считается, что почти все вещества могут быть получены в различных полиморфных модификациях. Явление полиморфизма изучал в свое время В.И. Вернадский. В докторской диссертации, опубликованной в 1897 г., большое внимание он уделил явлениям скольжения кристаллического вещества, систематизировав все известные экспериментальные сведения о сдвиговых деформациях кристаллов без разрыва сплошности. Позже он также объяснил, что полиморфные переходы осуществляются

КАЗАНЦЕВА Тамара Тимофеевна – д.г.-м.н., Институт геологии УНЦ РАН, e-mail: ktt@ufaras.ru

довольно легко «путем механических воздействий (трения, давления и т.д.)» [4].

Равнозначным, но более тонким структурным превращением, без изменения состава, является *упорядочение кристаллической решетки минералов,* переход типа «беспорядок–порядок». Этот процесс свойственен всем породообразующим минералам. Согласно определению Р. Мюллера [5], явления «порядка–беспорядка» характерны для кристаллов, в которых две или более структурно и энергетически неэквивалентные позиции заняты двумя или более атомами, ионами или другими частицами или остаются незанятыми – вакантными. У нижнего температурного уровня стабильности таких кристаллов каждый тип частиц стремится сконцентрироваться в наиболее выгодных позициях, и это называется упорядоченным состоянием». Как правило, упорядочение структуры осуществляется при снижении температуры. Поэтому упорядоченные разновидности называют низкотемпературными, а неупорядоченные – высокотемпературными модификациями. Но имеются данные, что это превращение может осуществляться за счет ориентированного, однонаправленного давления – стресса.

Положение о том, что упорядочение может происходить не только при понижении температуры, но и при повышении давления, известно давно. При этом, как отмечают Г.Б. Бокий, А. Патнис, Дж. Мак-Коннелл, А.С. Поваренных и другие, возрастание давления и уменьшение температуры, как правило, вызывают структурные преобразования идентичного характера. Однако А. Патнис и Дж. Мак-Коннелл [6] обращают внимание, что полиморфное превращение при возрастающем давлении должно сопровождаться *увеличением внутренней энергии*, уменьшением энтропии или обоими этими процессами одновременно. Вместе с тем известно, что изменения, происходящие в минерале при понижении температуры, сопровождаются не только понижением энтропии, но и *снижением внутренней энергии*.

Базовым положением данной статьи являются развиваемые нами представления о предопределении закономерностей состава и строения вещественных геологических систем закономерностями более высокого порядка – эволюционирующими геодинамическими режимами.

Акцентируется внимание на одной из важнейших закономерностей развития складчатых областей, которой является гомодромная направленность магматизма, заключающаяся в последовательности кристаллизации изверженных горных пород от основного состава к кислым. С ней согласуются непрерывные кристаллизационные ряды Боуэна, выведенные на основе предложенного им реакционного принципа. Они отражены двумя рядами последовательной кристаллизации главных породообразующих минералов из магмы. Один из них представлен *темноцветными* (мафическими) минералами. Порядок кристаллизации их такой: оливин – ромбический пироксен – моноклинный пироксен – амфибол – биотит. Другой – *лейкократовыми* (салическими) минералами в следующей последовательности появления: основной плагиоклаз – средний плагиоклаз – кислый плагиоклаз – калиевый полевой шпат – кварц.

Подчеркивается важность понятия «стресс» как геологического термина, представляющего собой одностороннее ориентированное давление, ответственное за те либо иные геодинамические условия в земной коре. Стресс является основой тектонических напряжений сжатия. Под его влиянием происходит складчатость, деформация горных пород, раздробление, истирание, раздавливание частиц минералов. Вызывает закономерную пространственную ориентировку минералов в породах, способствует кристаллизации стресс-минералов. Согласно справочникам, к ним относятся: *мусковит, хлорит, альбит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, амфиболы, дистен, ставролит, тальк, хлоритоид*. Известными антистресс-минералами (не устойчивыми в условиях высокого одностороннего давления) являются: *нефелин, анортит, андалузит, кордиерит* и др.

Лейкократовые породообразующие минералы изверженных горных пород.

Особенности состава. В приведенных выше кристаллизационных рядах прослеживаются закономерные изменения состава породообразующих минералов. В общих чертах направленность смены составов в лейкократовой ветви выглядит следующим образом. Плагиоклазы образуют изоморфный ряд от анортита – $Ca(Al_2Si_2O_8)$ до альбита – $Na(AlSi_3O_8)$. Промежуточные разности плагиоклазового ряда определяются содержанием весового процента анортита, обозначаясь номерами: № от 91 до 100 – анортит; № от 71 до 90 – битовнит; № от 51 до 70 – лабрадор; № от 31 до 50 – андезин; № от 11 до 30 – олигоклаз; № от 0 до 10 – альбит.

Таблица 1

Окислы	*Альбит*	*An10*	*An30*	*An50*	*An70*	*An90*	*Анортит*
SiO_2	68,74	66,05	60,76	55,59	50,54	45,61	43,19
Al_2O_3	19,44	21,26	24,82	27,30	31,70	35,02	36,65
Na_2O	11,82	10,57	8,12	5,73	3,40	1,12	0,00
CaO	0,00	2,12	6,30	10,38	14,36	18,25	20,16

Содержание окислов в плагиоклазах, в вес. %, показано в табл. 1.

Калинатровые полевые шпаты являются промежуточными минералами $Na(AlSi_3O_8)$ и $K(AlSi_3O_8)$. Анортоклаз, например, может содержать натриевые и калиевые составляющие примерно в равных количествах. Калиевые полевые шпаты – $K(AlSi_3O_8)$ представлены санидином, ортоклазом и микроклином. В названных минералах натриевая составляющая может присутствовать. При этом она закономерно уменьшается от санидина к микроклину. В санидине количество $Na(AlSi_3O_8)$ может приближаться к 50%, в ортоклазе – 30%, а в микроклине не превышает 20%. Полевые шпаты содержат Al^{3+} вместо Si^{4+} от 50 до 25%. Количество алюминия закономерно уменьшается от начала плагиоклазового ряда к его концу и далее к калишпатам до практически полного исчезновения в кварце. Кварц – SiO_2 завершает лейкократовую ветвь кристаллизационного ряда.

От основных плагиоклазов к кислым происходит закономерная смена двухвалентного кальция на одновалентный натрий, что компенсируется снижением доли Al^{3+} за счет возрастания Si^{4+}. В калинатровых полевых шпатах основными катионами являются K и Na, а в калиевых – K. Следует заметить, что в специальной минералогической и петрографической литературе, как правило, плагиоклазовый ряд начинался не с анортита, как это сделали мы, а с альбита. Такое изменение продиктовано необходимостью привести в соответствие порядок минералов в полевошпатовом ряду с их последовательностью в кристаллизационном. Это обеспечит в свою очередь и согласованность с направленностью вещественной эволюции земной коры складчатых областей, гомодромным характером извержений. В этом случае объяснима однонаправленность закономерной смены составов и строения минералов всей полевошпатовой группы.

Закономерные изменения состава лейкократовых породообразующих минералов влекут закономерные изменения физических и оптических свойств. Так, анортит разлагается в кислотах с выделением желатинообразной кремнекислоты, несколько хуже разлагается битовнит, еще слабее – лабрадор. На андезин, олигоклаз и альбит кислоты не действуют. Исключение составляет плавиковая кислота. Разной основности плагиоклазы в различной степени подвергаются вторичным изменениям. Закономерная направленность подверженности таким преобразованиям аналогична растворимости. Основные плагиоклазы очень легко замещаются продуктами разложения. Часто наблюдается почти полное разрушение анортитовой молекулы. Чем кислее плагиоклаз, тем меньше он подвержен процессам вторичных изменений, потому плагиоклазы альбитового состава характеризуются наибольшей устойчивостью. Аналогичная картина наблюдается и в поведении темноцветных минералов. Оливины легко серпентинизируются, ромбические пироксены нередко замещаются серпентином и уралитом (волокнистым амфиболом), моноклинные пироксены либо окружаются реакцион-

ной каемкой, либо по ним развивается роговая обманка. Последний минерал является относительно устойчивым, но может замещаться карбонатом, хлоритом, биотитом, реже эпидотом. Биотит наиболее устойчив и редко подвергается вторичным изменениям. Наблюдается закономерное падение величин показателей преломления в минералах как лейкократовой, так и меланократовой ветвей, а также тенденция роста двупреломления. Наглядна направленность смены положений оптических ориентировок в плагиоклазах и пр. Эти сведения содержатся в известных монографиях крупнейших отечественных петрографов А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, В.И. Лучицкого и др.

Особенности структуры. Полевые шпаты относятся к каркасным силикатам. Обладают моноклинной либо триклинной сингонией. Элементарными ячейками их структуры являются кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры. Они соединяются друг с другом общими вершинными атомами кислорода в виде трехмерного каркаса, основой которого являются кольца из четырех тетраэдров (по два тетраэдра направлены вершинами в противоположные стороны). Пустоты между ними заполняются довольно крупными катионами Ca, Na либо K. На каждые четыре тетраэдра приходится одна катионная позиция. Размеры катионов (ионный радиус в Å) и валентность соответствуют геометрии и размерам пустот в каркасе.

Плагиоклазы. Распределение кремния и алюминия в тетраэдрах может быть упорядоченным, когда алюминий концентрируется в особых тетраэдрах по всей структуре, или неупорядоченным, когда статистически все тетраэдрические позиции заняты алюминием и кремнием в одном и том же соотношении.

Анортит (антистресс-минерал) существует только в упорядоченном состоянии. Тетраэдры, занятые Al и Si, чередуются между собой, давая, таким образом, отношение между названными элементами 1:1. Объем элементарной ячейки анортита значительно больше, чем, например, у альбита, и достигается за счет параметра «*c*», который в два раза больше при равных значениях остальных параметров [7]. В упорядоченном альбите (стресс-минерале) алюминий занимает одну тетраэдрическую позицию, остальные три, симметрично независимые, заняты кремнием. В неупорядоченном альбите каждая из четырех тетраэдрических позиций содержит статистически 25% Al и 75% Si.

Мы видим, что кристаллизация плагиоклазов начинается с антистресс-минерала, а заканчивается стресс-минералом. Но что же происходит с промежуточными плагиоклазами? Ведь это те породообразующие минералы лейкократовой ветви, которые составляют значительную часть изверженных горных пород. В частности, диоритов и андезитов, частично габбро и базальтов. Не случайно плагиоклазы среднего состава в порфировых выделениях часто зональны. А по Ф. Гиббсу порфировые структуры являются результатом вибрации (пульсации).

Пишут, что в плагиоклазах между разупорядоченным триклинным высоким альбитом и составом около An90 при высоких температурах существует твердый раствор, вне области которого упорядоченная структура образуется по анортитовой схеме упорядочения. Согласно А. Патнис и Дж. Мак-Коннелл [6], схема упорядочения Al и Si в альбите коренным образом отличается от таковой в анортите, и они несовместимы в том смысле, что их нельзя смешать в единый гомогенный полевошпатовый каркас. На этом основании следует понимать, что при низких температурах *между упорядоченным альбитом и упорядоченным анортитом не будет существовать промежуточных фаз.* Структурная несовместимость приводит к явлениям распада твердого раствора, при этом Al^{3+} и Si^{4+} диффундируют между позициями крайне медленно, а гомогенные области в составе промежуточных плагиоклазов от №2 до №16 обычно субмикроскопически малы. Возможность альтернативного метастабильного поведения в промежуточных плагиоклазах приводит к образованию сложных микроструктур. Процессы, происходящие в этой твердофазной системе, чрезвычайно замедлены

вследствие высокой свободной энергии активации для диффузии Si и Al. Даже при геологически медленном охлаждении равновесие не поддерживается, и вместо образования срастаний альбита и анортита метастабильно сохраняются промежуточные составы, а при охлаждении развиваются характерные микроструктуры, зависящие как от состава, так и от скорости охлаждения. Как считают, добавка анортитового компонента к упорядоченному альбиту неизбежно вызывает определенную разупорядоченность по Si и Al в схеме упорядоченности низкого альбита. Аналогично добавление альбитового компонента к упорядоченному анортиту также должно внести некоторую разупорядоченность. Единственным типом упорядоченной структуры в плагиоклазах промежуточного состава может быть такой, в котором участки альбитового и анортитового типов отделяются друг от друга границей. Но появление ее влечет за собой возрастание внутренней энергии. Иначе говоря, процессы, происходящие в таких плагиоклазах, представляют собой метастабильную альтернативу равновесному поведению. При низких температурах наиболее стабильными образованиями являются низкий альбит и низкий анортит, а в равновесных условиях все промежуточные составы, в конце концов, распадаются на срастания этих конечных членов. В области промежуточных составов от An_{45} до An_{60} – срастания Беггильда. Вблизи альбитового конца системы между An_0 до An_{16} – перистериты. У анортитового конца системы, приблизительно между An_{60} и $An_{90,}$ – срастания Хуттенлохера. В плагиоклазах промежуточных между альбитом и анортитом упорядочение происходит при медленном охлаждении. В условиях низких температур развивается упорядоченно-модулированная структура. Как считают вышеназванные авторы, соотношение между процессами распада и упорядочения здесь не вполне ясны, но вероятнее всего упорядочению предшествует распад.

В группе калиевых полевых шпатов происходит возрастание степени упорядоченности структуры от минерала к минералу. Это достаточно известный факт. Так, санидин обладает моноклинной сингонией и совершенно неупорядоченной структурой. Моноклинность ортоклаза определяется сдвойникованностью триклинных доменов. Это частично упорядоченный минерал. Микроклин является полностью упорядоченным минералом, сингония его преимущественно триклинная. Алюминий и силиций в неупорядоченном калиевом полевом шпате – санидине – распределяются по тетраэдрическим позициям Si беспорядочно, причем 25% Al распределены случайным образом в каждой из четырех позиций Si в четверной координации. Структурные исследования микроклина показывают, что распределение Al в этом минерале высоко упорядочено, и он концентрируется в одной из четырех позиций Si четверной координации [8]. В плагиоклазах, выделение которых из магмы осуществляется от анортита к альбиту, снижение количества Al^{3+} будет приводить к уменьшению размеров тетраэдров, так как ионный радиус (в Å) Al^{3+} – 0,51, а Si^{4+} – 0,42. В этом случае двухвалентный Ca и одновалентный Na (ионные радиусы 0,99Å, 0,97Å) могут взаимозаменяться по схеме Al^{3+} – Ca^{2+} и Si^{4+} – Na (парное замещение). В калишпатах катион представлен K, ионный радиус которого 1,33Å. Создаются трудности несоответствия его размера эффективному размеру катионных позиций. Уже давно считают, что привести в соответствие это можно, регулируя давление. На этом основании Хазен предсказал, что «богатые калием щелочные полевые шпаты, в разупорядоченном состоянии остающиеся моноклинными при комнатной температуре, при возрастающем давлении должны переходить в триклинное состояние, причем, чем выше калиевость санидинов, тем больших давлений они потребуют для этого перехода. Эксперименты, которые он затем выполнил, подтвердили это предсказание для санидина состава Or67, испытавшего превращение при 12±1 кбар, и санидина состава Or82, испытавшего превращение при 18±1 кбар и комнатной температуре» [6]. К тому же еще в 1953 г. А.Н. Винчелл и Г. Винчелл [9], ссылаясь на Оллинга, кон-

статировали, что «направленное давление при низких температурах заставляет ортоклаз переходить в микроклин» (с. 287).

Кварц SiO_2 завершает лейкократовую ветвь кристаллизационного ряда. К. Фрей [10] его появление объясняет так: «Если бы в тетраэдрах каркасной структуры полевых шпатов алюминий бы полностью отсутствовал, а они были бы заселены только ионами кремния, окруженными ионами кислорода, структура была бы электростатически нейтральной и имела бы состав SiO_2».

В соответствии с гомодромной направленностью магматизма и последовательностью минералов в кристаллизационных рядах Боуэна, приведенные выше сведения объединены в табл. 2.

Таблица 2

Название и формула	Особенности состава	Особенности структуры	Геодинамические условия
Плагиоклазы:	Каркасные силикаты. Триклинные. По структуре подобны другим полевым шпатам. Основа структуры – кремнекислородные тетраэдры Si_3O_8. Катионы – Ca, Na, K		
анортит $Ca(Al_2Si_2O_8)$ N90-100 An	Al^{3+}:Si^{4+} – 1:1 Катион Ca^{2+}	Трехмерный каркас из тетраэдров. Полностью упорядочен по Si^{4+} и Al^{3+}	Антистресс-минерал
битовнит N90-70 An	Последов. снижение Al^{3+} за счет Si^{4+} . Рост Na за счет Ca^{2+}	Твердый раствор. Распад твердого раствора. Срастания Хуттенлохера, Беггильда, перистеритовые	Промежуточные плагиоклазы. Метастабильная альтернатива равновесному поведению. Дополнительные границы несоответствия, ведущие к возрастанию внутренней энергии. Это требует оценки влияния на необходимое при упорядочении снижение энергии решетки [6]
лабрадор N70-50 An	– // –		
андезин N30-50 An	– // –		
олигоклаз N30-10 An	– // –		
альбит $Na(AlSi_3O_8)$ – N0-10 An	Al^{3+}:Si^{4+} – 1:3 Катион Na	Упорядочен по Si^{4+} и Al^{3+}.	Стресс-минерал
Калинатровые полевые шпаты:	Последовательная замена Na на K		
анортоклаз Na, $K(AlSi_3O_8)$	$Na(AlSi_3O_8)$ – до 50% $K(AlSi_3O_8)$ – до 50%	Неупорядочен	Повышение K пропорционально возрастанию давления
Калиевые полевые шпаты: $K(AlSi_3O_8)$	Последовательное возрастание K		
санидин	$Na(AlSi_3O_8)$ – менее 50%	Неупорядочен	
ортоклаз	$Na(AlSi_3O_8)$ – менее 30%	Частично упорядочен	
микроклин	$Na(AlSi_3O_8)$ – не превышает 20%	Полностью упорядочен	Стресс-минерал. Экспериментальным путем получен из санидина в условиях стресса
Кварц: SiO_2	Исчезновение Al^{3+}	α-кварц – упор. β-кварц – неуп.	При охлаждении высокого кварца образуется сдвойникованный низкий кварц. Масштаб двойникования зависит от скорости охлаждения

Из изложенного вытекает, что эволюция природных условий кристаллизации минералов в ряду полевых шпатов (от основных плагиоклазов к кислым и далее к калишпатам) сопровождается не только постепенным снижением температуры, но и, вероятно, возрастанием ориентированных давлений, которые в природе обеспечиваются тектоническими напряжениями сжатия.

Главные меланократовые породообразующие минералы изверженных горных пород. Последовательный ряд кристаллизации темноцветных породообразующих минералов изверженных горных пород выглядит следующим образом. Он начинается с оливина, продолжается пироксенами (ромбическими, моноклинными), затем амфиболами и заканчивается слюдами (мусковит, биотит).

Особенности состава. В меланократовой ветви тенденция закономерной смены составов такова. Оливины представляют собой изоморфную серию силикатов Mg и Fe с общей формулой $(Mg,Fe)_2SiO_4$, крайними членами которой являются форстерит (магнезиальный) и фаялит (железистый) минералы. Пироксены – в основном силикаты Mg, Fe, Ca, реже Na и Al. Основой анионной части их является (Si_2O_6). Ромбические разности образуют непрерывный изоморфный ряд по содержанию Fe (энстатит, гиперстен, ферросилит). При этом между содержанием железа и параметрами элементарной ячейки существует прямая зависимость. Основными минералами моноклинных пироксенов магматических пород являются (от основных пород к щелочным): диопсид, геденбергит, авгит, пижонит, эгирин. В условиях высоких давлений и низких температур развивается жадеит.

Амфиболы делятся на магнезиально-железистые, кальциевые и натриевые. Наиболее распространенным минералом из кальциевых амфиболов в изверженных горных породах является роговая обманка. Это алюмосиликат сложного состава, катионная часть которого представлена Ca, Na, K, Mg, Fe, Al, а анионная – $(Si, Al)_2Si_6O_{22}$ и $(OH, F)_2$. Главными породообразующими минералами из группы слюд для магматических пород являются мусковит и биотит. Это алюмосиликаты K, Mg, Fe, Al с гидроксильной и алюмосиликатной анионной частью. Итак, оливины – только силикаты Mg и Fe. Пироксены – чаще силикаты. В них, кроме Mg и Fe, появляется Ca. Роговая обманка и биотит – только алюмосиликаты, с присутствием, кроме названных в пироксенах катионов, дополнительно Al, Na и K. Последний элемент преобладает в мусковите и биотите (табл. 3).

Особенности структуры. Структура кристаллической решетки оливина представлена изолированными тетраэдрами SiO_4, связанными катионами Fe и Mg. Наиболее обширны группы пироксенов и амфиболов. Они представляют собой цепочечные силикаты, в которых кремнекис лородные тетраэдры соединяются друг с другом, образуя одинарные цепи – структуры пироксенов, либо двойные, спаренные цепи – структуры амфиболов. Минералы, относящиеся к слюдам, обладают слоистой структурой, в которой кремнекислородные тетраэдры соединены в двухмерные листы. Как видим, структура каждого нижестоящего в ряду темноцветного породообразующего минерала представляет собой поэтапное усложнение структуры предыдущего. По сведениям К. Фрея [11], «клинопироксены отличаются от ортопироксенов тем, что у них *тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z.* Такое смещение приводит к моноклинной элементарной ячейке в отличие от ромбической у ортопироксенов». Как пишет Д. Моррисон-Смит [12], в процессе деформирования ортопироксенов была установлена важная особенность, заключающаяся в «переходе ортопироксена в клинопироксен», вызванная деформацией.

При высоких температурах пижонит имеет клинопироксеновую структуру, подобную диопсидовой, тогда как при низких температурах стабильная форма имеет структуру ортопироксена. Переход из клино- в ортопироксен требует перестройки силикатных цепочек и представляет собой, таким образом, реконструктивное превращение. Возникает ситуация, когда идеальное поведение при охлаж-

дении включает процесс, требующий значительной структурной перестройки и относительно высокой энергии активации. Кинетически это превращение будет медленным, и можно ожидать, что оно будет происходить только вблизи равновесия в медленно остывающих глубинных породах. Однако, как пишут, двойниковые соотношения между этими двумя структурами позволяют предполагать, что этот механизм может быть обусловлен воздействием стресса.

У. Лейтон и М. Уилсон [13] приводят данные об образовании амфиболов из пироксенов в условиях стресса: «… имеются целые блоки структуры тремолита, аналогичные таковым диопсида. Кроме того, если структуру диопсида деформировать таким образом, чтобы нижняя часть была сдвинута на a/r+c/r, получившаяся структура будет, по существу, такой же, как у тремолита. Если говорить о генезисе, можно было бы ожидать, что пироксены превращаются в амфиболы в условиях стресса, и это действительно так» (с. 27).

Преобразование структуры слюд в сторону ее упорядочения осуществляется также в условиях стресса. Для образования слюд вообще необходимы значительные давления [14]. К тому же, как считает К. Фрей [15]: «Структуры минералов группы амфибола могут быть представлены как состоящие из фрагментов слюд и пироксенов» (с. 313), а, по мнению У.Л. Брэгга и Г.Д. Кларингбулла [16], структурные взаимоотношения между группами слюд, пироксенов и амфиболов таковы, что «фактически структура слюды – это следующий этап процесса превращения пироксе-

Таблица 3

	Состав	Особенности структуры	Геодинамические условия и нахождение в земной коре
Оливины:	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	изолированные тетраэдры SiO_4, связанные катионами Mg и Fe	минерал ультраосновных и частично основных магматических пород
форстерит	магнезиальный		
фаялит	железистый		
Пироксены:	Метасиликаты Mg, Fe, Ca, Na, Al. Анионная часть SiO_3 или Si_2O_6	цепочечные силикаты. Одинарные цепи	
Ромбические:	$Mg(SiO_3) – Fe^{2+}(SiO_3)$	Ортопироксен можно рассматривать как сдвоенный в масштабе элементарной ячейки клинопироксен. Содержат ориентированные пластинчатые вростки моноклинного пироксена	
энстатит	Fe^{2+} – 0–12 мол.%		в составе осн. и ультраосных пород
гиперстен	Fe^{2+} – 30–50 мол.%		чаще нориты и чарнокиты
ферросилит	Fe^{2+} – 88–100 мол.%		– // –
Моноклинные:		могут образовываться из ромбических в условиях стресса	
диопсид	$CaMg(Si_2O_6)$	При высоких Т пижонит имеет клинопироксеновую струк., как у диопсида, а при низких – стабильная форма струк. ортопироксена. Переход из клино- в ортопироксен требует перестройки силикатных цепочек, т.е. реконструктивное превращение	базальтах, пикритах
геденбергит	$CaFe(Si_2O_6)$		сиенитах, фаялитах, гранитах
авгит	Алюмосиликат. (Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)$_2$[(Si,Al)$_2O_6$]		габбро, базальтах, диабазах
пижонит	$(Mg,Fe^{2+},Ca)(Mg,Fe^{2+})[Si_2O_6]$		магм. породах среднего состава
эгирин	$NaFe(Si_2O_6)$		щелочные породы
жадеит	$NaAl(Si_2O_6)$		высок. Р и низк. Т, часто с альбитом

на в амфибол. Отдельные цепочки, характерные для пироксена, в амфиболе соединяются одна с другой с образованием двойной цепочки (ленты). Дальнейшее присоединение к ним цепочек приведет к образованию гексагональной сетки структуры слюды» и далее… – «Подобный процесс… сопровождается определенными ионными замещениями, обеспечивающими сохранение стабильности структуры» (с. 263).

Следует обратить особое внимание на геодинамическую информативность Al. Известно, что алюминий в кристаллических решетках минералов играет двойственную роль. В одних случаях он входит в структуру тетраэдрических ячеек, в других – присутствует в катионных позициях. В породообразующих лейкократовых минералах количество алюминия закономерно снижается в ряду плагиоклазов от основных к кислым разностям. Так, количество Al_2O_3 в анортите составляет 37%, в альбите – 19%, в ортоклазе – 18,5%. В кварце глинозем присутствует лишь в виде примеси [17]. В темноцветных минералах роль алюминия повышается к концу меланократового ряда, но уже в октаэдрических позициях. Все оливины (от форстерита до фаялита) содержат в своем составе глинозема очень мало. Количество его здесь не превышает 4%. В ромбических пироксенах присутствует лишь в виде примесей. В моноклинных он достигает 9%, изредка даже 20%. В амфиболах, где алюминий может присутствовать как в алюмокремнекислородных тетраэдрах, так и в октаэдрах, содержание Al_2O_3 составляет в среднем от 9 до 17%. Породообразующие слюды содержат алюминий совместно с железом и магнием в октаэдрических слоях, располагающихся между тетраэдрическими листами. В среднем в биотите Al_2O_3 около 12%, а в мусковите возрастает до 38%.

Установлено, что вхождению алюминия в октаэдрические позиции кристаллических решеток благоприятствуют высокие давления [13]. Вместе с тем алюминий тетраэдрических ячеек по мере роста давления как бы вытесняется кремнием, вследствие чего соотношение названных элементов в плагиоклазах постепенно изменяется от 1:1 до 1:4. Поскольку расстояние Al – 0 больше, чем Si – 0 и составляет 1,71 против 1,63Å , «уплотнение» алюмокремнекислородных тетраэдров в условиях возрастающего давления осуществляется за счет предпочтения кремния алюминию.

Итак, кристаллизация породообразующих минералов – главных составляющих геологические формации складчатых областей – осуществляется в режиме направленного давления, который обусловливается тектоническими напряжениями сжатия. Каждый последующий в кристаллизационных рядах породообразующий минерал образуется при больших значениях давления и меньших температур, чем предыдущий. Эволюция природной минеральной системы в начале осуществляется в направлении упорядочения кристаллической решетки породообразующего минерала. Но уже на этом этапе фиксируется пульсационный характер геодинамических условий.

Данное заключение согласуется с моделью формирования земной коры складчатых областей, согласно которой эволюция геодинамического режима каждого тектонического цикла осуществляется от предельно низких тектонических давлений в начале, постепенно повышающихся до максимальных – к концу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 157 с.

2. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. Уфа: Гилем, 2010. 325 с.

3. Барсанов Г.П. Минералогия // Развитие наук о Земле в СССР. М.: Наука, 1967. С. 190–203.

4. Вернадский В.В. Кристаллография. Избранные труды. М.: Наука, 1988. 342 с.

5. Мюллер Р. Порядок – беспорядок // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 267–269.

6. Патнис А., Мак-Конелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.

7. Мегоу Э.Д., Кэмпстер К.Дж.Е., Радослович Е.Д. Структура анортита // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 117–147.

8. Бэрри Л. Полиморфизм // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 263–264.

9. Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во Иностр. лит-ры, 1953. 561 с.

10. Фрей К. Полевые шпаты // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 259–262.

11. Фрей К. Клинопироксены // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 108–110.

12. Моррисон-Смит Д. Пластические деформации в минералах // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 254–257.

13. Лейтон У., Уилсон М. Амфиболы // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 22–29.

14. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1956. 479 с.

15. Фрей К. Фрагментарность кристаллических решеток // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 312–313.

16. Брэгг У.Л., Кларингбулл Г.Д. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.

17. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: АН СССР, 1950. 400 с.

STRUCTURAL TRANSFORMATIONS OF ROCK-FORMING MINERALS AND GEODYNAMICS

© T.T. Kazantseva

Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre, Ufa, Russian Federation

The paper considers predisposition of rock-forming minerals in major magmatic units of the folded region to structural transformations due to geodynamic conditions caused by chiefly unidirectional tectonic pressure (stress).

Key words: mineral system, structure, isomorphism, polymorphism, orderliness, tectonics, geodynamics.