

ОТРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАКОНОВ ЭВОЛЮЦИИ НА МИНЕРАЛЬНОМ И ПОРОДНОМ УРОВНЯХ

С использованием арсенала известных ранее и установленных ныне закономерностей, а также конкретных геологических материалов я сформулировала такие геологические законы эволюции, как *закон энергетической обеспеченности основных геологических процессов тектоническими силами и закон определенности состава геовещественных единиц интенсивностью тектонического режима*. Кроме того, выявлен и обоснован *закон соответствия характера эволюционной направленности геологического вещества знаку тектонического режима*, а также *закон внутрисистемной (парагенетической) компенсации при взаимодействии составляющих систему двудеиных противоположностей* и др. [Казанцева, 1989, 1990, 1998, 2001, 2003].

Целью данной статьи является показать отражение двух первых из названных законов на минеральном и породном уровнях иерархического ряда вещественных геологических систем.

Необходимые знания о закономерностях состава, строения, происхождения и развития природных минеральных систем, представляющих собой объединения двудеиных противоположностей (катионной и анионной химических групп) целостной структурой кристаллической решетки.

Из нескольких тысяч минералов, распространенных в земной коре, главных породообразующих минералов всего несколько десятков. Но они в том или ином виде слагают основной объем литосферы.

Как известно, породообразующие минералы представлены двумя полярными ветвями: лейкократовой и меланократовой. К лейкократовой ветви относятся светлоокрашенные силикатные минералы — полевые шпаты (алюмосиликаты Ca, Na и K) и кварц. Среди полевых шпатов выделяются плагиоклазовый ряд, калиевые и калинатровые полевые шпаты. Меланократовая ветвь породообразующих минералов включает темноцветные мафические минералы: оливины, ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы и темные слюды.

Согласно *правилу Лагорио*, порядок выделения породообразующих минералов из магмы, установленный эмпирически, следующий: акцессорные минералы, оливин, ромбические, затем моноклинные пироксены, роговые обманки и темные слюды, плагиоклазы от основных до кислых, щелочные полевые шпаты, кварц.

Боуэн на основании предложенного им *реакционного принципа* объединил породообразующие

минералы в два непрерывных ряда последовательности кристаллизации. Один из них представлен оливином, магнезиальным пироксеном, магнезиально-железистым пироксеном, амфиболами, биотитом. Другой — известковыми плагиоклазами, известково-щелочными плагиоклазами, щелочно-известковыми плагиоклазами, щелочными плагиоклазами. Ряды завершаются калиевым полевым шпатом и кварцем.

От начала к концу кристаллизационных рядов прослеживаются закономерные изменения химического состава породообразующих минералов. Так, плагиоклазы образуют изоморфный ряд от альбита — Na (AlSi₃O₈) до анортита — Ca(Al₂Si₂O₈). Названия промежуточных разновидностей плагиоклазового ряда определяются содержанием мол. % альбита и анортита, обозначаясь номерами: № от 0 до 10 — альбит; № от 11 до 30 — олигоклаз; № от 31 до 50 — андезин; № от 51 до 70 — лабрадор; № от 71 до 90 — битовнит; № от 91 до 100 — анортит. По количеству SiO₂ альбит и олигоклаз называют кислыми плагиоклазами; андезин — средним, а лабрадор, битовнит и анортит — основными.

Калиевые полевые шпаты K(AlSi₃O₈), представленные санидином, ортоклазом и микроклином, отличаются между собой строением кристаллической решетки. Санидин относится к неупорядоченной разновидности калишпата. Он обладает моноклинной сингонией. Ортоклаз — это частично упорядоченный минерал. Моноклинность его определяется сдвойникованностью триклинных доменов. Микроклин обладает полностью упорядоченной структурой. Сингония его — от моноклинной до триклинной. Особо характерны решетчатые двойники.

Калинатровые (щелочные) полевые шпаты — промежуточные минералы серии Na(AlSi₃O₈) — K(AlSi₃O₈). Сюда относятся анортоклаз, микроклин-пертит и др.

Кварц SiO₂ — главный породообразующий минерал кислых изверженных горных пород. Полиморфные модификации его — гексагональный и тригональный кварц. Переход из одной модификации в другую осуществляется при 573°С.

Оливины представляют собой силикаты Mg и Fe с общей формулой (Mg,Fe)₂SiO₄. Это изоморфная серия форстерит (магнезиальная) — фаялит (железистая) разновидности. Пироксены — в основном силикаты, реже алюмосиликаты Ca, Fe и Mg.

Как ромбические, так и моноклинные разновидности образуют непрерывные изоморфные ряды по содержанию Fe. В ромбическом пироксене между содержанием железа и параметрами элементарной ячейки существует прямая зависимость. Основной анионной части является $[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Наиболее распространенным минералом из группы амфиболов в изверженных горных породах является роговая обманка. Это алюмосиликат сложного состава, катионная часть которого представлена Ca, Na, K, Mg, Fe, Al, а анионная — $[(\text{OH}, \text{F})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$. Главным породообразующим минералом из группы слюд для магматических пород является биотит. Это алюмосиликат K, Mg и Fe с гидроксильной и алюмосиликатной анионной частью. Итак, оливины — только силикаты Mg и Fe. Пироксены — чаще силикаты, иногда алюмосиликаты. 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 биотите.

В кристаллизационных рядах закономерно изменяется не только химический состав породообразующих минералов, но и их физические, а также оптические свойства.

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. Разноосновные плагиоклазы в различной степени подвергаются вторичным изменениям. Закономерная направленность подверженности таким преобразованиям аналогична растворимости. Хорошо известно, что основные плагиоклазы очень легко замещаются продуктами разложения. Часто наблюдается почти полное разрушение анортовой молекулы. Чем кислее плагиоклаз, тем меньше он подвержен процессам изменения. Так что плагиоклазы альбитового состава характеризуются наибольшей устойчивостью. Аналогичная картина наблюдается и в поведении темноцветных минералов. Оливины легко серпентинизируются, ромбические пироксены чаще замещаются серпентином и уралитом (волокнистым амфиболом), моноклинные пироксены либо окружаются реакционной каемкой, либо частично замещаются роговой обманкой, которая является более устойчивым минералом. Она может замещаться карбонатом, хлоритом, биотитом, реже эпидотом. Биотит — относительно устойчив и редко подвергается изменениям. Эти сведения содержатся в монографиях — учебниках А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, В. Мурхауза и др.

Наблюдается закономерное падение величин показателей преломления в минералах как лейкократовой, так и меланократовой ветвей, а также тенденция роста двупреломления. Наглядна на-

правленность смены положений оптических ориентировок в плагиоклазах и пр. [Казанцева, 1990].

Последовательное изменение химического состава, физических и оптических свойств минералов кристаллизационных рядов согласуется с закономерностями эволюции геодинамических условий их образования. Последние, как это мы показали в предыдущих публикациях, расшифровываются с помощью структурного анализа, понимание которого связывается с изучением структурного фактора природного вещества любого уровня организации. В данном случае это структурная минералогия и структурная петрография.

В настоящее время известно достаточно много опубликованных работ, из которых следует, что геодинамические условия эволюции каждой минеральной системы отражены процессом упорядочения кристаллической решетки соответствующего минерала. Сошлемся на некоторые публикации. Согласно определению Р. Мюллера [1985], «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» (с. 267). Но известно, что упорядочение структуры минералов осуществляется не только при снижении температуры, но и при повышении давления. При этом возрастание давления и уменьшение температуры, как правило, вызывают структурные преобразования идентичного характера [Бокий, 1960; Поваренных, 1966; Патнис, Мак-Коннелл, 1983; и др.].

Процессы упорядочения кристаллической решетки лейкократовых минералов достаточно изучены, что можно видеть на примере плагиоклазов, которые относятся к каркасным силикатам и обладают триклинной сингонией. Элементарными ячейками структуры плагиоклазов являются кремнекислородные либо алюмокремнекислородные тетраэдры. Последние 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). От 25 до 50 % тетраэдров содержат Al^{3+} вместо Si^{4+} . Интерстиции заполняются катионами Ca, Na либо K. На каждые четыре тетраэдра приходится одна катионная позиция. Минералы этой группы, обладающие упорядоченной и неупорядоченной структурами, известны как низкотемпературные и высокотемпературные модификации. Процесс упорядочения плагиоклазов в основном осуществляется за счет закономерного

«расселения» Si и Al в тетраэдрических позициях. В упорядоченных и неупорядоченных модификациях катионы зачастую обладают различной силой эффекта анизотропных тепловых колебаний. Так, в альбите этот эффект выражен значениями, примерно в 6 раз превышающими в неупорядоченных разностях по сравнению с упорядоченными [Фергусон и др., 1964]. Это означает, что от упорядочения по Si—Al распределению зависит объем катионных позиций.

Увеличение давления должно приводить к образованию минералов с более плотной структурой элементарной ячейки. Это и прослеживается в ряду плагиоклазов от анортита к упорядоченному альбиту, затем к калишпатам. Например, по данным Э.Д. Могоу, Дж.Е. Кэмпстера и Е.В. Радословича [1964], объем элементарной ячейки анортита значительно больше, чем, например, у альбита и достигается за счет увеличения параметра «с», который в 2 раза больше при равных значениях остальных параметров.

Происходит возрастание степени упорядоченности структуры от минерала к минералу и в группе калиевых полевых шпатов. Это достаточно известно. Напомним, что санидин является совершенно неупорядоченным, ортоклаз — частично упорядоченным, а микроклин — полностью упорядоченным минералом. По мере упорядочения структуры содержание молекулы альбита в калишпатах также закономерно изменяется. В процентных соотношениях это выглядит следующим образом: 63:60:20 [Мурхауз, 1963]. Кроме того, степень тепловой вибрации для наиболее упорядоченной модификации — микроклина характеризуется меньшим значением, чем для санидина и ортоклаза. Эта же закономерность, как мы видели, свойственна и плагиоклазам. При сравнении структуры упорядоченного альбита и микроклина также отмечалось, что степень тепловой вибрации несколько меньше у калиевого минерала, нежели у натриевого (1,0 Å против 1,3 Å). Следовательно, тенденция направленного изменения объема катионных позиций наглядно отображается при упорядочении структур всей ветви лейкократовых породообразующих минералов. Потому возможность образования микроклина из ортоклаза в условиях ориентированного давления [Винчелл А., Винчелл Г., 1953; Мурхауз, 1963 и др.] не является случайной.

Из сказанного следует, что *эволюция природных условий кристаллизации минералов лейкократовой ветви в ряду полевых шпатов (от основных плагиоклазов к кислым и далее к калишпатам) сопровождается постепенным снижением температуры, что согласуется с известными температурами плавления породообразующих минералов. Она может обуславливаться и возрастанием ориентированных давлений, которые в природе обеспечиваются тектоническими напряжениями сжатия.*

Такое заключение выглядит значительно более убедительным на примере темноцветных породообразующих минералов. Последовательный ряд кристаллизации их начинается с оливина. Структура кристаллической решетки этого минерала представлена изолированными тетраэдрами SiO₄, связанными катионами Fe и Mg. Наиболее обширны группы пироксенов и амфиболов. Они представляют собой цепочечные силикаты, в которых кремнекислородные 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 двумерные листы. Таким образом, структура каждого нижестоящего в ряду темноцветного породообразующего минерала представляет собой поэтапное усложнение структуры предыдущего.

По сведениям П. Декарли [1985] «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 ромбических у ортопироксенов» (с. 108). Следовательно, для образования моноклинных пироксенов требуется направленное давление, которое выше, чем при образовании ромбических, что подтверждено экспериментальными исследованиями. Так, в процессе деформирования ортопироксенов была установлена важная особенность, заключающаяся в «переходе ортопироксена в клинопироксен», вызванная деформацией, пишет Д. Моррисон-Смит [1985, с. 256]. У. Лейтон и М. Уилсон [1985] 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/г+c/г, 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 слюды в сторону ее упорядочения осуществляется также в условиях стресса. Для образования слюды вообще необходимы значительные давления [Заварицкий, 1956]. К тому же, как считает К. Фрей [1985]: «структуры минералов группы амфибола могут быть представлены как состоящие из фрагментов слюды и пироксенов» [с. 313], а, по мнению У.Л. Брэга и Г.Д. Кларингбулла [1967], структурные взаимоотношения между группами слюды, пироксенов и амфиболов таковы, что «фактически структура слюды — это следующий этап процесса превращения пироксена 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).

Итак, *эволюция процесса породообразующего минералообразования обеспечивается, вероятнее всего, направленным изменением геодинамического режима.*

В условиях высоких давлений структурные преобразования оливина (одного из главных породообразующих минералов ультраосновных пород) приводят к появлению шпинели. Естественно, что при достаточном содержании в оливине рассеянного Cr образуется хромит. По мнению А. Патниса и Дж. Мак-Коннелла [1983], это реконструктивный процесс, протекающий при термической активации «... с разрывом и реорганизацией связей, с вероятным механизмом нуклеации и роста» (с. 233). Такие условия могут быть созданы при снятии (разрядке) избыточных давлений скалыванием толщ, что согласуется с современными представлениями о появлении в земной коре ультраосновных пород тектонически в результате шарьирования океанической коры на край континента [Казанцева, 1981; Камалетдинов, Казанцева, 1983; Казанцева, Камалетдинов, 1986; и др.].

Из сказанного следует, что *эволюция природной минеральной системы отражена механизмом упорядочения кристаллической решетки породообразующего минерала; каждый последующий в кристаллизационных рядах породообразующий минерал образуется при больших значениях давления и меньших температур, чем предыдущий; кристаллизация породообразующих минералов осуществляется в режиме однонаправленного давления, которое обуславливается тектоническими напряжениями сжатия.*

Закономерности состава и строения формациообразующих породных систем. Необходимые сведения. Породные системы представляют собой парагенетические сообщества разнородных породообразующих групп минералов (лейкократовых и меланократовых), объединенных соответствующей каждому типу пород структурой. Различают три главных генетических класса пород: магматические (изверженные), осадочные и метаморфические. Магматические породы рассматриваются нами как первичные в земной коре, так как они являются производными расплавов (магмы), возникших в самом теле планеты из ее вещества. Это определило предпочтительность выбора их как объекта исследования при изучении эволюции земной коры и выявлении законов эволюции. Осадочные породы могут быть как вторичными, так и первичными.

В первом случае они образуются при накоплении материала за счет разрушения выведенных на поверхность магматических пород. Это терригенные осадки. Во втором — за счет осаждения из постмагматических растворов остаточного химического материала магмы, не задействованного при кристаллизации магматических пород. В этом случае они входят в состав изверженных формаций как осадочная составляющая. Метаморфические породы всегда вторичные. Они являются результатом наложенных преобразований всех других типов пород.

По условиям залегания магматические горные породы подразделяются на следующие типы: излившиеся или эффузивные (вулканические), субвулканические (застывшие в близповерхностных условиях), жильные (дайковые) и интрузивные (глубинные). По содержанию кремнезема выделяются группы пород: ультраосновных (SiO_2 до 44%), основных (от 44 до 53%), средних (от 53 до 64%) и кислых (от 64 до 78%). Еще одна группа, щелочных изверженных пород, как самостоятельная признается не всеми. Она обосновывается отношением суммы щелочей к кремнезему и присутствует в виде щелочной серии в составе других групп наряду с нормальной и известково-щелочной.

Салические и мафические породообразующие минералы кристаллизационных рядов Боуэна объединяются в соответствующие изверженные горные породы. Эти породы являются главными формациообразующими породными системами в природной иерархии геологического вещества. Парагенетические сообщества минералов в магматических породах таковы, что каждый лейкократовый минерал связывается только с определенным меланократовым. Упрощенно составы наиболее часто встречающихся в земной коре изверженных горных пород выражены так. Лейкократовая составляющая группы основных пород — габбро, базальтов, диабазов — представлена основными плагиоклазами, а меланократовая — пироксеном (ромбическим и моноклинным), реже оливином. Главными минералами средних по составу пород — андезитов и диоритов — являются плагиоклазы среднего состава плюс моноклинный пироксен либо роговая обманка. Лейкократовые породообразующие минералы группы кислых пород — гранитов и их эффузивных аналогов — представлены кварцем, плагиоклазом кислого состава и калиевыми полевыми шпатами. Среди темноцветных преобладает биотит, реже присутствуют роговая обманка и пироксен. Щелочные породы — сиениты и их эффузивные эквиваленты — состоят из щелочных полевых шпатов и биотита. Другие темноцветные минералы (роговая обманка и пироксен) присутствуют значительно реже.

Петрографами давно определено, что характер кристалличности и степень идиоморфизма

породообразующих минералов являются главными структуроопределяющими факторами. Эти факторы лежат в основе многообразия известных структур изверженных горных пород и могут использоваться для суждений о палеогеодинамических условиях их образования. Так, в соответствии с принципом идиоморфизма Розенбуша, Лагорио, Харкера (по мнению И.П. Шарапова [1989], это геологический закон) по степени идиоморфизма минералов в породе можно судить о последовательности их кристаллизации из магмы. Известно, что в одних изверженных породах наблюдается прямая последовательность кристаллизации порообразующих минералов, соответствующая правилу Лагорио. Другие же породы характеризуются противоположной, обратной направленностью кристаллизации, не соответствующей данному правилу.

Структуры прямого порядка кристаллизации характерны, например, для гранита, у которого хорошо выражен ксеноморфизм кварца и монцонита, с видимым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу. Сюда же относятся и друзитовая структура — обрастание оливина ромбическим пироксеном и др. *Структурой обратного порядка кристаллизации* является диабазовая (либо офитовая), в которой плагиоклаз идиоморфен, а темноцветный минерал ксеноморфен. Следует обратить внимание на спилитовую структуру, когда плагиоклаз представлен наиболее кислым членом плагиоклазовой группы — альбитом, что якобы не согласуется с его идиоморфизмом. Довольно распространены и *промежуточные структуры*, свойственные, например, габбро, аплиту и др. Габбровая структура характеризуется равным идиоморфизмом порообразующих минералов, когда то один, то другой из них относительно более идиоморфен. В аплите кварц и полевой шпат равнозначно идиоморфны. *Сложным*, вероятно, следует относить порфириновые структуры, свойственные андезитам и андезитовым порфирирам. В них крупные кристаллы — вкрапленники, равно как и мелкокристаллическая основная масса, представлены плагиоклазом и одним из темноцветных минералов с равной степенью идиоморфизма. Однако порфириновые выделения плагиоклаза часто обладают зональной структурой с выраженным поокислением более наружных зон.

Такая упрощенная систематика основных структур изверженных горных пород, а также положение о том, что каждый нижестоящий минерал в естественных кристаллизационных рядах образуется в условиях снижения температуры и повышения направленного давления, являются основой определения геодинамических условий образования пород. В таком случае следует считать, что излившиеся породы основного состава формировались в обстановке низкого давления. Интрузивным

же породам такого же состава свойственны несколько большие значения давления. Структуры кислых изверженных пород свидетельствуют о значительно возросшем давлении. Чередование основных и кислых эффузивных пород, которое наблюдается в одной из начальных в тектоническом цикле — контрастной формации, фиксирует осложнение однонаправленного геодинамического режима пульсацией. Прямая зональность во вкрапленниках плагиоклаза порфириновых пород среднего состава отражает направленность возрастания давления в период их становления и т.д.

Следовательно, *эволюция формациеобразующего порообразования от основных пород к кислым обеспечивается общим повышением направленного давления при снижении температуры. Ориентированность давления обуславливается соответствующим геодинамическим режимом. Образование породных систем обязано усложнению геодинамических условий по сравнению с минеральными, когда на общем фоне роста давления и снижения температуры тектонические силы приобретают импульсный характер*, которому обязаны своим появлением и спилиты.

Таким образом, мы видим, что выявленные нами геологические законы эволюции уверенно прослеживаются на минеральном и породном уровнях.

Более того, они могут не только подтверждаться, но и устанавливаться только в результате изучения структурного фактора порообразующих минералов и формациеобразующих пород. Однако в этом случае необходимо учитывать некоторые хорошо известные закономерности эволюции складчатых областей планеты, такие как:

1. Преобладание продуктов извержения основного состава на ранних этапах эволюции складчатой области, с последующим постепенным поокислением по мере дальнейшего развития, до широкого распространения кислых и щелочных пород в заключительные периоды. Направленность эволюции состава может быть и обратной, что свойственно условиям рифтообразования.

2. Становление складчатой области сопровождается сменой вулканизма трещинного типа центральным, а затем ареальным.

3. Среди изверженных пород основного состава развиты преимущественно эффузивные, излившиеся типы. Меньшим развитием пользуются интрузивные, застывшие на глубине.

4. Кислые изверженные породы, как правило, сконцентрированы в интрузиях. Вулканических типов этого состава значительно меньше.

5. В объеме пород среднего состава значительная доля принадлежит субвулканическим и дайковым сериям.

6. Порфириновые структуры наиболее характерны для излившихся пород среднего состава.

По Ф. Гиббсу, на рост фенокристаллов влияют механические эффекты, особенно вибрация. В природной геологической среде — пульсация.

7. Упорядоченные модификации породообразующих минералов приурочены, как правило, к интрузивным, а неупорядоченные — к излившимся породам. Это объяснимо условиями повышенного давления при кристаллизации в первом случае по сравнению со вторым.

Объединение знаний по геодинамическим условиям формирования минеральных и породных систем с приведенными выше закономерностями отразят тектонические режимы развития складчатой области, характер их направленности и интенсивности. Они вполне согласуются с теми данными, которые мы получили на базе изучения закономерных изменений структурных характеристик формаций, формационных рядов и их комплексов, о чем мы сообщали в предшествующих публикациях.

Литература:

1. **Бокий Г.Б.** Кристаллохимия. М.: Изд-во МГУ, 1960. 357 с.
2. **Брэгг У.Л., Кларингбулл Г.Д.** Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.
3. **Винчелл А.Н., Винчелл Г.** Оптическая минералогия. М.: ИЛ, 1953. 561 с.
4. **Декарли П.** Коэсит и стишовит // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 10.
5. **Заварицкий А.Н.** Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
6. **Казанцева Т.Т.** Происхождение и развитие геосинклиналей / БФАН СССР. Уфа, 1981. 26 с.
7. **Казанцева Т.Т.** Системы, ранги и геологические законы // Шарьирование и геологические процессы. Уфа, 1989. С. 47–48.
8. **Казанцева Т.Т.** Тектоника и эволюция / БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 38 с.
9. **Казанцева Т.Т.** Системные представления и законы геологии // Известия отделения наук о Земле и экологии. Геология. Уфа: АН РБ, 1998. № 3. С. 53–64.
10. **Казанцева Т.Т.** Теоретическая геология и общегеологические законы эволюции // Известия отделения наук о Земле и экологии. Геология, 2001. № 7. С. 8–24.
11. **Казанцева Т.Т.** Научные законы в геологии // Вестник АН РБ. 2003. Т. 8. № 1. С. 3–13.
12. **Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.** Геосинклинальное развитие Урала // ДАН СССР. 1986. Т. 288. № 6. С. 1449–1453.
13. **Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.** Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
14. **Лейтон У., Уилсон М.** Амфиболы // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 22–29.
15. **Мегоу Э.Д., Кэмпстер К. Дж., Радослович Е.В.** Структура анортита, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Структурный анализ // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 117–147.
16. **Моррисон-Смит Д.** Пластические деформации в минералах // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 25.
17. **Мурхауз В.** Практическая петрография. М.: ИЛ, 1963. 480 с.
18. **Мюллер Р.** Порядок — беспорядок // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 267–269.
19. **Патнис А., Мак-Коннелл Дж.** Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
20. **Поваренных А.С.** Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966. 547 с.
21. **Фергусон Р.Б., Трэйл Р.Дж., Тэйлор В.Х.** Кристаллические структуры низкотемпературного и высокотемпературного альбитов // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57–95.
22. **Фрей К.** Фрагментарность кристаллических решеток // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 313.
23. **Шарапов И.П.** Метагеология. Некоторые проблемы. М.: Наука, 1989. 209 с.