

**Томский государственный университет  
Кафедра петрографии**

**А.И. Чернышов, И.В. Володина**

**СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ  
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД**

*Учебно-методическое пособие*

Томск  
2014

**Чернышов А.И., Володина И.В.**

Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород : учебно-методическое пособие. – Томск : Издательский Дом ТГУ, 2014. – 36 с.

Учебно-методическое пособие «Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород» предназначено для обеспечения необходимыми сведениями одноименного раздела профилирующего курса «Петрография магматических и метаморфических горных пород» по направлению «Геология». В пособии дается целостное представление о характере структур и текстур, отражающих условия формирования различных по происхождению магматических и метаморфических горных пород.

Основной целью учебного пособия является знакомство студентов-геологов с наиболее распространенными структурами и текстурами магматических и метаморфических пород, их характерными признаками и происхождением.

**Рецензент:**

**И.В. Кучеренко**, доктор геол.-мин. наук, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых ТПУ.

## Оглавление

1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД.....	4
1.1. Определение понятий.....	4
1.2. Структуры магматических пород.....	6
1.2.1. По степени кристалличности.....	6
1.2.2. По размерам составных частей.....	7
1.2.3. По форме и взаимоотношениям составных частей.....	10
1.2.3.1. Структуры интрузивных (полнокристаллических) пород.....	11
1.2.3.2. Структуры эффузивных пород (стекловатые и неполнокристаллические).....	16
1.3. Текстуры магматических пород.....	19
1.3.1. По взаиморасположению составных частей.....	20
1.3.2. По способу заполнения пространства.....	21
1.4. Отдельность магматических пород.....	23
2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	25
2.1. Кристаллобластический ряд.....	25
2.2. Общие сведения о структурах.....	26
2.3. Кристаллобластовые структуры.....	27
2.3.1. Структуры по размерам составных частей.....	27
2.3.2. Структуры по форме составных частей.....	28
2.3.3. Типы структур по взаимоотношению составных частей.....	30
2.4. Катакластические структуры.....	32
2.5. Текстуры метаморфических пород.....	34

# 1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

## 1.1. Определение понятий

Структуры и текстуры магматических пород представляют собой особенности их строения. Они не только являются важнейшими диагностическими признаками горных пород, но и выражают условия их возникновения. В частности, эффузивные и интрузивные породы отчетливо различаются по структурным особенностям. По структурам нередко отчетливо различаются породы разного состава. В целом можно говорить, что характер структур и текстур зависит от многих факторов: от термодинамических условий остывания расплава, от химического состава магмы, от содержания в ней летучих компонентов.

В отечественной петрографической литературе термином «*структура*» обозначаются особенности строения горной породы, определяемые степенью кристалличности и размерами, формой и взаимоотношением составных частей.

*Текстурой* называются особенности строения горной породы, определяемые взаиморасположением составных частей породы и способом заполнения ими пространства.

**Последовательность выделения минералов.** Рассмотрим некоторые закономерности последовательности минералообразования в магматических породах, а также критерии, позволяющие эту последовательность установить, которая, в конечном итоге, определяет их структуру и текстуру.

Многие исследователи пытались установить универсальные закономерности последовательности выделения минералов по их взаимоотношениям между собой. Так, один из основоположников современной петрографии Г. Розенбуш в начале XX века сформулировал правило, которое вошло в литературу под названием правила Розенбуша. Согласно последнему, самыми ранними из магмы кристаллизуются аксессуарные минералы, затем образуются породообразующие магнезиально-железистые силикаты (оливин, ромбические пироксены), позже выделяются известковисто-магнезиально-железистые (моноклинные пироксены, амфиболы), еще позже – плагиоклазы, в порядке понижающейся основности, и только после них кристаллизуются калиевые полевые шпаты и кварц. Более детальные наблюдения показали, что фемические компоненты на значительных отрезках времени могут кристаллизоваться одно-

временно с плагиоклазами. Наиболее полно закономерности выделения минералов из магматических расплавов отражены в реакционном ряду американского ученого Боуэна. Последовательность выделения минералов по Боуэну выражается в виде следующего ряда.



Кристаллизация начинается с наиболее высокотемпературных минералов – оливина и анортита, которые при понижении температуры реагируют с остаточным расплавом и преобразуются, соответственно, в ромбический пироксен и основной плагиоклаз (анортит, битовнит). Два последних минерала при дальнейшем понижении температуры так же оказываются неравновесными с расплавом и, реагируя с ним, превращаются в следующие последовательные пары минералов: моноклинный пироксен и основной плагиоклаз (битовнит, лабрадор), затем роговая обманка и средний плагиоклаз (андезин), окончательная пара представлена биотитом и кислым плагиоклазом (олигоклазом, альбитом), после чего образуется калиевый полевой шпат и заканчивает кристаллизацию кварц, стоящий в нижней части реакционного ряда. Такая последовательность кристаллизации минералов из расплава установлена на основании взаимоотношений минералов в магматических горных породах, изученных в прозрачных шлифах, а также экспериментально.

**Критерии для установления последовательности выделения минералов.** Последовательность выделения минералов в магматических породах с определенной долей условности устанавливается по следующим признакам: степени их идиоморфизма, включениям и реакционным каймам.

1. В общем случае и чаще всего, чем идиоморфнее зерна минералов, тем раньше они кристаллизовались. Идиоморфные зерна выделялись раньше гипидиоморфных, а ксеноморфные – самыми последними. Вместе с тем, иногда степень идиоморфизма определяется не только последовательностью выделения минералов, но также их способностью к образованию хорошо ограненных кристаллов. Поэтому изучение степени идиоморфизма, в отдельных случаях, позволяет говорить не только о порядке выделения, но и порядке последовательного образования идиоморфных минералов из расплава.

2. Минерал, присутствующий в виде идиоморфного включения в другом минерале, является относительно ранним по времени формирования.

3. В неизмененных породах крупные зерна образуются обычно раньше мелкозернистых агрегатов.

4. В случае обрастания одного минерала другим, минерал, слагающий каемку, является поздним.

## 1.2. Структуры магматических пород

После анализа особенностей кристаллизации магматических расплавов и взаимоотношения составных компонентов магматических пород рассмотрим характеристику типов и разновидностей структур по степени кристалличности, размерам, а также форме и взаимоотношениям составных частей.

### 1.2.1. По степени кристалличности

По степени кристалличности выделяются следующие типы структур: полнокристаллические, неполнокристаллические и стекловатые.

**Полнокристаллические** (голокристаллические) структуры характерны для пород, полностью сложенных кристаллическими зернами и не содержащих вулканического стекла. Среди них различают равномерно- и неравномернозернистые. Если отдельные кристаллы видны только под микроскопом, то, в таком случае, структура называется микрокристалли-

ческой. Полнокристаллические структуры являются типичными для интрузивных пород, которые кристаллизовались на различных глубинах в земной коре, обычно, на протяжении длительного времени.

**Неполнокристаллические** (гипокристаллические, гипогидриновые) структуры отличаются присутствием в породе, как кристаллических зерен, так и вулканического стекла. Такое сочетание составных компонентов указывает на две фазы кристаллизации. Раннюю фазу представляют зерна минералов, которые кристаллизовались в условиях медленного охлаждения на разных глубинах в земной коре. Поздняя фаза, обычно, сложена вулканическим стеклом, образовавшимся в результате быстрого охлаждения расплава, насыщенного кристаллами. Дальнейшее подразделение неполнокристаллических структур проводится по количественному соотношению кристаллов и стекла: перкристаллические ( $>7/1$ ), докристаллические ( $7/1 \div 5/3$ ), гиалокристаллические ( $5/3 \div 3/5$ ), догиалиновые ( $3/5 \div 1/7$ ). Неполнокристаллические структуры свойственны эффузивным породам, образовавшимся при излиянии лавовых расплавов на земную поверхность, при их быстром затвердевании.

**Стекловатые** (гиалиновые, витрофировые) структуры также характерны для эффузивных пород, практически полностью сложенных аморфным вулканическим стеклом, не действующим на поляризованный свет. Они возникают в процессе излияния лавовых расплавов, имеющих температуру выше начала кристаллизации минеральных индивидов.

### 1.2.2. По размерам составных частей

При рассмотрении структур по размерам составных частей следует различать структуры, выделяемые по абсолютным размерам составных частей и структуры, выделяемые по относительным размерам минеральных зерен слагающих породу.

**По абсолютным размерам** составных частей Д.С. Штейнберг (1957) выделил следующие типы структур:

- **грубозернистые структуры**, характеризуются присутствием минеральных зерен размером более 10 мм;
- **крупнозернистые структуры**, отличаются преобладающим присутствием зерен, размер которых составляет от 10 до 5 мм;
- **среднезернистые структуры**, с размером зерен от 5 до 2 мм;
- **мелкозернистые структуры**, с размером зерен 2–1 мм;
- **тонкозернистые структуры**, с размером зерен менее 1 мм.

Среди тонкозернистых структур выделяют **афанитовую (скрытокристаллическую)** структуру, характерную для пород, в которых нево-

оруженным глазом зернистость не обнаруживается, однако под микроскопом они оказываются сложенными мелкими минеральными зёрнами.

Приведенное подразделение структур по абсолютным размерам составных частей не является общепризнанным. Некоторые исследователи приводят данные с другой размерностью минеральных зёрен для выделенных типов структур. В связи с этим, при характеристике структур по абсолютным размерам следует всегда приводить данные о размерах составных частей изучаемой породы.

**По относительным размерам** составных частей выделяются два типа структур:

- **равномернозернистые** структуры;
- **неравномернозернистые** структуры.

**Равномернозернистыми** называются структуры пород, сложенных минеральными зёрнами примерно одинаковых размеров. Размеры зёрен различных минералов, хотя и различаются, но обычно укладываются в пределах одного из типов структур, выделенных по абсолютным размерам (*крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые и др.*). Равные размеры зёрен указывает на стабильность термодинамических условий кристаллизации магматического расплава.

**Неравномернозернистые структуры** характеризуются присутствием минеральных зёрен резко различных размеров. Среди них выделяют разновидности: сериальную, порфиroidную и порфиroidную.

**Сериальная структура** устанавливается в породах, в которых размеры зёрен изменяются постепенно и образуют непрерывный ряд от мелких до крупных.

**Порфиroidная структура** отличается наличием крупных зёрен одного или нескольких гипидиоморфных минералов, которые погружены в агрегат кристаллических зёрен более мелкого размера. Эти крупные зёрна называются *фенокристаллами* (фенокристами), порфиroidными вкрапленниками (выделениями), а относительно мелкозернистый агрегат, в который они погружены – основной массой. Последняя в порфиroidной структуре всегда является полнокристаллической и по размерам зёрен может быть мелко-, средне- и крупнозернистой. Порфиroidная структура является типичной для интрузивных пород.

**Порфиroidная структура** характеризуется присутствием в породе двух генераций минералов. Ранняя генерация представлена наиболее крупными зёрнами (порфиroidными вкрапленниками, фенокристаллами), обычно обладающими высокой степенью идиоморфизма. Основная масса может быть полностью раскристаллизованной и сложенной тонкозернистыми агрегатами минералов поздней генерации, либо частично раскри-

сталлизованной, состоящей из мелких минералов и вулканического стекла, либо совсем нераскристаллизованной, стекловатой.

В зависимости от размеров и количественной роли порфировых вкрапленников, их сочетания и формы выделяются многочисленные **разновидности структуры:**

*Эвпорфировая структура* характеризуется наличием крупных порфировых вкрапленников (фенокристов) на фоне микрозернистой, либо скрытокристаллической основной массы, которые хорошо видны невооруженным глазом, без микроскопа.

*Микропорфировая структура* выявляется в скрытокристаллических (афанитовых) породах, в которых порфировые вкрапленники можно наблюдать только под микроскопом.

*Криповая структура* характеризуется наличием многочисленных относительно крупных порфировых вкрапленников неплотно соприкасающихся между собой. В количественном отношении порфировые вкрапленники существенно преобладают над цементирующей массой, которая представлена вулканическим стеклом, либо продуктами его раскристаллизации.

*Гломеропорфировая структура* характеризуется тем, что порфировые вкрапленники обособляются среди основной тонкозернистой массы в виде небольших по размерам сростков, либо скоплений.

*Лампрофировая структура* является отличительным признаком для меланократовых диасхистовых дайковых пород (спессартитов, керсантитов, минетт, вогезитов). Она характеризуется наличием порфировых вкрапленников только темноцветных минералов (биотита, роговой обманки, клинопироксена и оливина), которые отличаются высокой степенью идиоморфизма. Лейкократовые минералы (калиевый полевой шпат, либо плагиоклаз) присутствуют только в основной цементирующей массе.

*Структура спинифекс (spinifex)* обусловлена наличием многочисленных порфировых вкрапленников оливина или пироксена, либо обоих вместе на фоне скрытокристаллической, либо стекловатой основной массы. Вкрапленники имеют длиннопризматическую форму, образуют своеобразные взаимные прорастания в виде дендритоподобного рисунка. Эта структура является отличительным признаком ультраосновных эффузивных пород – коматиитов.

Кроме морфологических признаков *порфиroidная* и *порфировая* структуры отличаются и своим происхождением. Первая характерна для полнокристаллических интрузивных пород. При этом порфиroidные вкрапленники кристаллизуются одновременно с основной массой, их

появление и количество определяется избытком соответствующего компонента по отношению к эвтектическому составу расплава. После формирования вкрапленников минералы, возникающие из остаточного расплава, кристаллизуются одновременно в виде мелкозернистого агрегата и, часто, образуют взаимные закономерные гранофировые сростания (микропегматиты). В некоторых порфиroidных гранитах вкрапленники образуются позже зернистой основной массы в результате собирательной кристаллизации в процессе наложенного кислого метасоматоза.

Порфиroidная структура свойственна для эффузивных и гипабиссальных пород. Она указывает на прерывистость кристаллизации магматического расплава. Первыми из магмы, на глубине, образуются минералы, слагающие порфиroidные вкрапленники. Затем эта магма, состоящая из смеси кристаллов и расплава, внедряется в верхние части земной коры, либо изливается на ее поверхность. В результате такого резкого перемещения и значительного изменения физико-химических условий (изменения давления, температуры и потери газов) происходит быстрая кристаллизация оставшегося расплава с формированием мелкозернистой, либо полукристаллической и стекловатой основной массы. Именно поэтому обычно наблюдается значительная разница в вещественном составе минералов-вкрапленников и основной массы. Порфиroidная структура спинифекса в коматиитах образуется в условиях быстрого остывания лавовых расплавов ультраосновного состава.

### **1.2.3. По форме и взаимоотношениям составных частей**

Структуры по форме и взаимоотношениям составных частей с определенной долей условности можно подразделить на структуры полнокристаллических (интрузивных пород) и структуры неполнокристаллических (эффузивных) пород. При этом характер структур по форме и взаимоотношениям составных частей в значительной степени определяется порядком выделения минералов из магматических расплавов, но, нередко, зависит и от других факторов, в частности, от разной способности минералов образовывать хорошие кристаллы.

### 1.2.3.1. Структуры интрузивных (полнокристаллических) пород

Среди полнокристаллических структур по форме и взаимоотношениям составных частей выделяются несколько групп:

- аллотриоморфнозернистые (аллотриоморфные);
- панидиоморфнозернистые (панидиоморфные);
- гипидиоморфнозернистые (гипидиоморфные);
- структуры включений (прорастания);
- структуры обрастания (реакционные).

**Аллотриоморфнозернистые (аллотриоморфные) структуры** характеризуются присутствием в породах зерен субизометричной и неправильной (аллотриоморфной) формы, не обладающих характерными кристаллографическими очертаниями. Порядок идиоморфизма в такой породе не устанавливается, так как все зерна имеют извилистые, заливообразные контуры. Аллотриоморфнозернистые структуры встречаются сравнительно редко в некоторых полиминеральных породах при одновременной кристаллизации минералов, слагающих породу.

Из разновидностей этой группы структур выделяется *аплитовая структура*, типичная для пород, чаще аплитов, состоящих из субизометричных и неправильных по форме зерен полевых шпатов и кварца.

**Панидиоморфнозернистые (панидиоморфные) структуры** характеризуются присутствием субизометричных и полигональных зерен одного или двух минералов. Панидиоморфнозернистая структура типична для мономинеральных пород: дунитов, ортопироксенитов, клинопироксенитов и горнблендитов, сложенных, соответственно, оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и роговой обманкой. Характерным примером является панидиоморфная структура в дунитах, обусловленная наличием субизометричных зерен оливина, примерно, с одинаковой степенью идиоморфизма. Нередко панидиоморфная структура встречается в породах, состоящих из двух минералов.

В качестве разновидности этой группы структур выделяется *габбровая структура*, которая характеризуется присутствием субизометричных и таблитчатых зерен основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, имеющих равные размеры и обладающих примерно одинаковой степенью идиоморфизма.

**Гипидиоморфнозернистые (гипидиоморфные) структуры**, характеризуются отчетливо наблюдаемым идиоморфизмом одних минералов по отношению к другим. Именно в породах, обладающих гипидиоморфнозернистыми структурами, оказывается возможным установить после-

довательность идиоморфизма минералов, а во многих случаях и порядок их выделения. Гипидиоморфнозернистые структуры очень широко распространены в полнокристаллических интрузивных магматических породах.

Среди гипидиоморфных структур выделяют многочисленные разновидности. Наиболее распространенными являются следующие.

**Гранитовая структура**, характерна для кислых пород – гранитоидов, сложенных, главным образом, полевыми шпатами и кварцем, при небольшом участии фемических минералов, иногда при их полном отсутствии. Для этой структуры отчетливо устанавливается следующий порядок идиоморфизма минералов: аксессуарные минералы (сфен, циркон, апатит) → фемические минералы (роговая обманка, либо биотит, либо совместно) → кислый плагиоклаз → калиевый полевой шпат → кварц.

Иногда в гранитоидах кварц, относительно калиевого полевого шпата, оказывается более идиоморфный и тогда структура называется *гранулитовой*.

**Монцонитовая структура** типична для субщелочных интрузивных пород, в составе которых участвуют фемические минералы, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Для монцонитовой структуры характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату. Выделяются две разновидности этой структуры. В одной из них ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата выполняют пространства между таблитчатыми и призматическими зернами плагиоклаза, при этом размеры обоих минералов примерно одинаковы. Вторая разновидность отличается наличием крупных ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата, которые содержат включения удлиненных гипидиоморфных зерен плагиоклаза меньших размеров. Темноцветные минералы по отношению к плагиоклазу обычно более идиоморфны. Часто присутствующие в субщелочных породах зерна аксессуарных минералов отличаются наибольшей степенью идиоморфизма.

**Кумулятивная структура** характерна для гипабиссальных и субвулканических ультраосновных и основных пород, в которых присутствуют идиоморфные или гипидиоморфные кумулюсные кристаллы (хада-кристаллы) оливина или клинопироксена, либо оба вместе, пространство между которыми (интерстиции) выполнены ксеноморфными кристаллами (ойкокристаллами), либо тонкозернистыми агрегатами, сложенными одним, двумя и более минералами.

**Офитовая структура** является типичной структурой основных пород и характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену. Проявляется в наличии призматических и таб-

литчатых зерен плагиоклаза, угловатые промежутки (интерстиции) между которыми выполнены неправильными по форме индивидами клинопироксена. В случае присутствия в породе аксессуарных и рудных минералов, первые обычно являются наиболее идиоморфными, а вторые наиболее ксеноморфными.

Выделяют две разновидности офитовой структуры. **Габбро-офитовая структура** устанавливается в породах, в которых зерна плагиоклаза и клинопироксена имеют примерно одинаковые размеры. При этом интерстиции между короткопризматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза обычно выполнены субизометричными и слабоудлиненными индивидами клинопироксена. **Пойкилоофитовая структура** отличается наличием крупных, неправильных по форме (аллотриоморфных) зерен клинопироксена, содержащих многочисленные пойкилитовые включения менее крупных, либо мелких призматических зерен плагиоклаза.

**Диоритовая структура** характерна для средних интрузивных пород – диоритов, сложенных зернами роговой обманки и среднего плагиоклаза (зонального андезина), которые имеют, преимущественно, удлиненную либо призматическую форму и обнаруживают примерно равную, либо переменную степень идиоморфизма.

**Сидеронитовая структура** устанавливается, преимущественно, в ультраосновных и основных породах (в частности, косьвитях) обогащенных рудным минералом. Она характеризуется наличием гипидиоморфных зерен оливина, либо пироксена сцементированных рудным минералом, имеющим резко выраженную ксеноморфную форму.

**Агнаитовая структура** характерна для щелочных пород (уртитов и нефелиновых сиенитов). Она обусловлена присутствием идиоморфных зерен нефелина, с характерной квадратной, прямоугольной и шестигуговой формой, либо гипидиоморфных таблитчатых и призматических зерен калиевого полевого шпата. При этом промежутки между светлыми минералами выполняют ксеноморфные угловатые по форме зерна клинопироксена. Если в породе присутствуют аксессуарные минералы, то они обычно обладают наибольшей степенью идиоморфизма.

В тех случаях, когда изучаемая порода характеризуется относительным идиоморфизмом минералов, но не похожа ни на одну из описанных разновидностей структур, ее следует называть гипидиоморфнозернистой или определить структуру по более детальному атласу (Половинкина, 1966).

**Структуры включений (прорастания)** в магматических породах встречаются относительно редко и более типичны для метаморфических пород. Среди них выделяют следующие разновидности:

**Пойкилитовая структура** встречается, преимущественно, в основных и ультраосновных породах. Она характеризуется присутствием в относительно крупных минералах породы многочисленных, незакономерно ориентированных, более мелких включений одного, либо нескольких минералов, обычно имеющих различную форму. Минерал, содержащий включения, называется ойкокристаллом (хозяином), а включенный минерал – хадакристаллом (гостем). Пойкилитовые вростки часто корродированы и имеют округлую форму. В мелкозернистых породах такая структура называется **микропойкилитовой**. Разновидностью пойкилитовой структуры является также **пойкилоофитовая**, описанная выше, среди гипидиоморфных структур.

**Графическая структура**, характеризуется закономерным прорастанием двух минералов, при этом зерна минерала, присутствующего в меньшем количестве, при повороте столика микроскопа гаснут одновременно. Встречаются случаи, когда в крупных зернах какого-либо минерала встречаются группы закономерных вростков, при этом для каждой группы устанавливается свой порядок одновременного погасания.

Наиболее часто встречаемой разновидностью графической структуры являются **пегматитовая** и **микропегматитовая**, свойственные кислым породам, в которых наблюдаются закономерные включения зерен кварца в калиевом полевоом шпате. Иногда зерна кварца присутствуют в виде клинообразных включений, образующих специфический рисунок, напоминающий еврейские письмена, в таком случае структура называется **письменной**.

**Пертитовая структура** устанавливается не для всей породы в целом, а для зерен калиевого полевого шпата, содержащего закономерные вростки кислого плагиоклаза, преимущественно альбита. По форме вростков альбита выделяют четыре типа пертитов: **прожилковые, пятнистые, шнуровидные и пленочные**. Они имеют различное происхождение, первые два типа являются пертитами замещения, другие два – пертитами распада. Пертитовые вростки всегда образуются позже формирования исходных минералов магматической породы. В случае количественного преобладания альбита над калиевым полевым шпатом структура называется **антипертитовой**. Выделяется **структура шахматного альбита**, когда полисинтетические тонкосдвойникованные зерна альбита имеют очертания близкие к прямоугольной форме и распределены в калиевом полевоом шпате в шахматном порядке.

**Мирмекитовая структура** характеризует отдельные фрагменты породы и представляет собой тонкое прораствание зерен плагиоклаза мелкими закономерными вростками кварца, имеющими изогнутую червеобразную форму, которые при повороте столика микроскопа, в скрещенных николях, гаснут одновременно. Отмечено, что с увеличением основности плагиоклаза количество мирмекитовых вростков в них заметно возрастает. Мирмекиты образуются в зернах плагиоклаза на границе с индивидами калиевого полевого шпата. Они никогда не встречаются в зернах плагиоклаза, контактирующих с зернами кварца.

**Структуры обрастания (реакционные)** обычно наблюдаются в отдельных участках породы и не характеризуют строение породы в целом. Они отражают реакционные взаимодействия между двумя или несколькими минералами породы, либо между минералом породы с магматическим расплавом, либо с привнесенными гидротермальными растворами. В результате образуются каемки одних минералов вокруг других, которые называются реакционными каймами. Среди структур обрастания различают *венцовую* и *келифитовую* структуры.

**Венцовая структура** характеризуется наличием первично-магматических реакционных каемок, образование которых обусловлено последовательным выделением и нарастанием вновь образующихся минералов на ранее выделившиеся. Эта структура устанавливается обычно в глубинных габброидах. В общем, последовательность обрастания минералов соответствует порядку выделения минералов в реакционном ряду Боуэна: оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен → роговая обманка → биотит. Обычно в породах устанавливаются лишь отдельные фрагменты такой последовательности. Часто центром нарастания каемок является рудный минерал. Венцовые структуры, очевидно, возникают в стадию кристаллизации магматических расплавов при неполной реакции ранее выделившегося минерала с остаточным расплавом. Наличие венцовых структур свидетельствует о неравновесности минерала, обрастающего венцовой каемкой.

**Келифитовая структура** по своей природе является вторичной и возникает после полной раскристаллизации породы вследствие реакционного взаимодействия минералов между собой в твердом состоянии в присутствии гидротермальных растворов. Келифитовая структура встречается в некоторых основных породах и характеризуется образованием радиально-волокнистой каемки тремолита или актинолита вокруг зерен оливина, либо пироксена на их контакте с плагиоклазом. Келифитовые каемки образуются также вокруг граната на его контакте с оливином. Во

всех случаях келифитовая структура свидетельствует о неравновесности породы.

**Структура рапакиви** – разновидность центрической структуры, устанавливаемой в гранитах. Она характеризуется наличием белых каемок плагиоклаза-олигоклаза вокруг розовых порфиroidных вкрапленников калиевого полевого шпата, размер которых по длине иногда до 5 см и более.

### 1.2.3.2. Структуры эффузивных пород (стекловатые и неполнокристаллические)

В качестве структурных элементов в эффузивных породах выделяются порфиroidные выделения (вкрапленники) и основная масса. Как уже отмечалось выше, для эффузивных пород типичны **порфиroidные структуры** и, в зависимости от размеров вкрапленников, их количества и распределения, выделяются **эвпорфиroidные, микропорфиroidные, криптовые и гломеропорфиroidные структуры**. Если же эффузивная порода целиком состоит из основной массы, то структура называется **афировой**. Дальнейшее подразделение структур эффузивных пород, проводится по особенностям строения основной массы. Структуры основной массы часто обнаруживают отчетливую зависимость от химизма породы и, таким образом, точное определение структуры эффузивной породы помогает правильному определению ее состава. Среди структур основной массы выделяются следующие наиболее распространенные группы: стекловатые, микрозернистые и микролитовые.

**Стекловатые (гиалиновые, витрофиroidные) структуры** отмечаются в вулканических породах, сложенных, преимущественно аморфным, нераскристаллизованным стеклом, которое не действует на поляризованный свет. Иногда в стекле обнаруживаются **кристаллиты** – мельчайшие зародыши кристаллов. Среди стекловатых структур выделяют две разновидности: витропорфиroidную (гиалопорфиroidную) и перлитовую.

**Витропорфиroidная (гиалопорфиroidная) структура** характеризуется присутствием редких кристаллов минералов, количество которых обычно не более 5% от объема породы. Они наблюдаются среди вулканического стекла в виде порфиroidных вкрапленников и представлены темноцветными минералами и плагиоклазом.

**Перлитовая структура** устанавливается по наличию в стекле округлых и овальных трещинок, в виде скорлуповатых и луковиче-подобных оболочек. Она встречается в естественных вулканических стеклах – перлитах.

**Микрозернистые структуры** характеризуются присутствием в породе очень мелких зерен различных минералов, видимых только под микроскопом, для которых характерна форма близкая к субизометричной. Среди микрозернистых структур выделяют следующие разновидности: *микрогранитовая, микропегматитовая, ортофировая, нефелинитовая, сферолитовая, вариолитовая, фельзитовая.*

**Микрогранитовая структура** обычна для риолитов, а также гипабиссальных гранит-порфиров и микрогранитов. Она характеризуется присутствием в основной массе породы тонкозернистого агрегата, сложенного гипидиоморфными короткопризматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата, промежутки между которыми выполняют ксеноморфные зерна кварца.

**Микропегматитовая структура** типична для кислых гипабиссальных и эффузивных пород. Характеризуется наличием в основной массе закономерных сростаний калиевого полевого шпата и кварца. От пегматитовой структуры отличается малыми размерами сростков, наблюдаемых только под микроскопом.

**Ортофировая структура** свойственна для субщелочных эффузивных пород – трахитов. Она отличается присутствием в основной массе породы агрегата мелких зерен, преимущественно, калиевого полевого шпата, обладающих прямоугольной, квадратной и субизометричной формой, между которыми в небольшом количестве может встречаться кварцевый, либо стекловатый базис.

**Нефелинитовая (фонолитовая) структура** устанавливается в щелочных эффузивных породах: нефелинитах и фонолитах. Отличается присутствием в основной массе многочисленных мелких зерен нефелина, обладающих высокой степенью идиоморфизма и имеющих прямоугольную, квадратную и шестиугольную форму.

**Сферолитовая структура** – структура основной массы кислых субвулканических и эффузивных пород. Она обусловлена наличием сферических образований размером 0,1 – 0,3 мм, сложенных радиально-лучистыми, либо радиально-волоконистыми агрегатами калиевого полевого шпата с примесью кварца, либо вулканического стекла. По форме они могут быть правильными шаровидными, однако нередко встречаются неполные, состоящие из небольшого сектора, сферы. В шаровидных сферолитах, в скрещенных николях, наблюдается фигура, в виде черного креста. Сферолиты могут встречаться спорадически, однако нередко они образуют скопления или полосы.

**Вариолитовая структура** является схожей со сферолитовой. Она характерна для основных эффузивных пород и отличается наличием в

основной массе породы сферических образований (вариолей), которые образованы радиально расположенными волокнами плагиоклаза, между которыми встречаются мельчайшие зерна пироксена и участки стекла.

**Фельзитовая структура** обычна для кислых эффузивных пород. Она отличается присутствием в основной массе субмикроскопических агрегатов кварца и калиевого полевого шпата. Размеры отдельных зерен настолько малы, что они по отдельности не могут быть рассмотрены даже при больших увеличениях. Эта структура узнается по «точечной» поляризации. В фельзитовой основной массе могут отмечаться участки с микрогранитовой, микропегматитовой и сферолитовой структурами. Фельзитовая структура возникает при быстром остывании кислой вязкой магмы, либо при девитрификации (раскristаллизации) кислых стекол.

**Микролитовые структуры** характерны для основной массы основных и средних эффузивных пород. Они отличаются присутствием в основной массе микролитов полевых шпатов, имеющих игольчатую, либо длиннопризматическую форму. Наряду с микролитами в основной массе обычно присутствует вулканическое стекло, относительные количества которого могут изменяться в широких пределах. Среди микролитовых структур выделяются многочисленные разновидности, наиболее распространенными из которых являются *интерсертальная*, *гиалопилитовая* (андезитовая), *пилотакситовая* и *трахитовая*.

**Интерсертальная структура** отличается присутствием большого количества беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, которые, соприкасаясь между собой, образуют полигональные промежутки (интерстиции), выполненные стеклом, продуктами его раскristаллизации или минеральными зернами.

По характеру выполняемого материала выделяются следующие разновидности интерсертальной структуры. **Интерсертальная структура** характерна для афанитовых (скрытокristаллических) базальтов, сложенных мелкими игольчатыми микролитами плагиоклаза, интерстиции между которыми, выполнены вулканическим стеклом, часто с примесью тонкодисперсного магнетита, вследствие чего стекло становится черным. **Интергранулярная структура** отмечается в базальтах, в которых интерстиции между микролитами плагиоклаза выполнены мелкими субизометричными зернами оливина и пироксена. Разновидностью интергранулярной структуры является *долеритовая*, свойственная для тонко-, мелко- и среднезернистых долеритов, в которых плагиоклаз представлен более крупными игольчатыми и длиннопризматическими индивидами, интерстиции между которыми выполнены единичными зернами оливина или пироксена, либо их агрегатами, имеющими субизометричную, либо

неправильную форму. **Диабазовая структура** является типичной для метабазальтов и метадолеритов, претерпевших низкотемпературные метасоматические преобразования. Интерстиции в них выполнены хлоритом и другими «зелеными» минералами (актинолитом, эпидотом), а микролиты плагиоклаза обычно сосюритизированы. **Спилитовая структура** характерна для основных афировых эффузивов, образовавшихся при подводном излиянии лавовых расплавов. Основная масса сложена беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза, представленного альбитом, а также агрегатом вторичных минералов, образовавшихся в результате девитрификации вулканического стекла: хлоритом, кальцитом, тонкой вкрапленностью рудных минералов.

**Гиалопилитовая (андезитовая) структура** является обычной для андезитов. Она характеризуется присутствием в основной массе разрозненных микролитов плагиоклаза, погруженных в стекло или продукты его раскристаллизации. При этом в количественном отношении преобладающим является вулканическое стекло.

**Пилотакситовая структура** характерна для андезитов. Она отличается наличием многочисленных игольчатых микролитов плагиоклаза, которые тесно соприкасаются между собой и располагаются субпараллельно, среди них встречаются мелкие зерна пироксенов и магнетита. Ориентировка микролитов подчеркивает флюиальность породы и отражает направление движения лавового потока.

**Трахитовая структура** типична для трахитов, по рисунку она очень похожа на пилотакситовую. Отличается наличием субпараллельно ориентированных микролитов калиевого полевого шпата: ортоклаза или санидина, между которыми иногда отмечаются вулканическое стекло, магнетит и пироксен. Направление линейности микролитов нередко плавно изменяется и отражает направление течения лавового расплава.

### 1.3. Текстуры магматических пород

Текстурой магматических горных пород называют особенности строения горных пород, обусловленные взаиморасположением составных частей и способом заполнения ими пространства. Характер текстур определяется, преимущественно, геологическими условиями формирования пород и меньше связан с составом магматического расплава. Они обусловлены особенностями кристаллизации магматического расплава и влиянием внешних факторов. Текстуры подразделяются на две большие группы:

- текстуры по взаиморасположению составных частей;
- текстуры по способу заполнения пространства.

### 1.3.1. По взаиморасположению составных частей

По взаиморасположению составных частей выделяются два типа текстур:

- однородные текстуры;
- неоднородные текстуры.

**Однородные (массивные) текстуры** обусловлены особенностями кристаллизации магматического расплава. Они характеризуются равномерным распределением в породе минеральных зерен различного состава, размера, формы и отсутствием их ориентировки. При этом порода во всем объеме имеет одинаковую структуру, состав и сформировалась во всех участках в одинаковых условиях. Однородные текстуры являются наиболее распространенными в магматических породах.

**Неоднородные текстуры** – их образование обусловлено особенностями кристаллизации магматических расплавов и внешними факторами. В результате формируются многочисленные разновидности неоднородных текстур, которые характеризуются неравномерным распределением составных частей и их директивным (ориентированным) расположением. Выделяют следующие наиболее распространенные разновидности.

**Шлировая (такситовая) текстура** характеризуется наличием в породе участков, которые отличаются от остальной массы по минералогическому составу или по структурным особенностям, либо по обоим этим признакам одновременно. Шлировая текстура часто проявляется в наличии участков, обогащенных фемическими компонентами или участков, резко отличающихся по величине зерен, соответственно, различают конституционные и структурные разновидности.

**Полосчатая текстура.** Отличительным признаком этого типа текстуры является наличие в породе полос разного минерального состава или структуры, либо обоих признаков вместе. Чаще полосчатость проявляется в обогащении одних полос лейкократовыми минералами, других – меланократовыми. В зависимости от мощности полос различают грубо-, крупно- и тонкополосчатые текстуры, а также равномерно- и неравномернополосчатые. При этом внутри полос минералы не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки и располагаются беспорядочно. Такие полосчатые текстуры часто встречаются в габброидах расслоенных интрузий и возникают при дифференциации расплавов. Разновидностью

полосчатой текстуры является **директивно-полосчатая текстура**, которая является сходной с предыдущей и также характеризуется наличием в породе полос различного минерального состава и структуры. Однако она отличается наличием в пределах полос удлиненных и чешуйчатых темноцветных минералов, которые располагаются субпараллельно и ориентируются согласно полосчатости. Такая текстура является следствием течения магматического расплава во время кристаллизации.

**Гнейсовидная текстура** характерна для равномернoзернистых кристаллических пород, в которые темноцветные минералы листовой или столбчатой формы (биотит, роговой обманка) обнаруживают отчетливую субпараллельную ориентировку. Эту текстуру иногда называют линейной, причем, линейность может проявляться не только в параллельной ориентировке минералов, но и в субпараллельном расположении шлировых обособлений и ксенолитов (обломков вмещающих пород). Директивность этой текстуры отражает направление течения магматического расплава в процессе кристаллизации.

**Трахитоидная текстура** свойственна полнокристаллическим породам и характеризуется субпараллельным расположением лейст и длиннотаблитчатых индивидов калиевых полевых шпатов, либо плагиоклазов. Плоскости, параллельно которым располагаются минералы, называются плоскостями трахитоидности.

**Флюидальная текстура** встречается в эффузивных породах и выражается в субпараллельном расположении микролитов полевых шпатов, удлиненных индивидов других минералов и каких-либо включений, которые вытягиваются в направлении течения потока, преимущественно, вязкой застывающей лавы. Микролиты, ориентируясь в потоке, обычно огибают порфировые выделения и какие-либо другие включения и неровности.

Все директивные или направленные текстуры являются первично-магматическими структурными элементами и имеют большое значение для расшифровки внутреннего строения магматических тел, так как они отражают направление движения магматических расплавов в ходе кристаллизации.

### 1.3.2. По способу заполнения пространства

По способу заполнения пространства выделяют, главным образом, два типа текстур и несколько разновидностей.

**Плотная (компактная) текстура** характеризуются тем, что магматическая масса целиком заполняет пространство ею занятое. При этом

горная порода состоит из составных частей, которые тесно соприкасаются между собой и не содержит каких-либо пор или пустот.

**Пористая текстура** является типичной для эффузивных пород, преимущественно, средних и основных. Она отличается присутствием в породе пор и пустот. Пористая текстура образуется в результате активного выделения газов, растворенных в магматическом расплаве. Поры и пустоты обычно обладают округлой и эллипсоидальной формой, иногда вытягиваются вдоль течения лавового потока, либо в направлении восходящих потоков газов в покрове лавы, при этом они принимают трубчатый вид. В кислых эффузивных породах поры и пустоты преимущественно обнаруживают неправильную форму, вследствие большей вязкости таких лав. При наличии обильного количества пор и пустот в качестве разновидности выделяют **шлаковую текстуру**, в которой поры и пустоты не заполнены вторичными минералами. Выделяют две разновидности пористых текстур.

**Миндалекаменная текстура** выделяется в том случае, когда поры и пустоты в эффузивных породах оказываются заполненными более поздними вторичными минералами. Выполнение миндалин может быть представлено весьма разнообразными низкотемпературными минералами (кальцитом, хлоритом, эпидотом, кварцем, халцедоном, цеолитами). Нередко миндалины выполняются несколькими минералами и, в таком случае, они часто обнаруживают зональное строение.

**Миароловая текстура** встречается в крупно-, грубозернистых интрузивных породах и характеризуется наличием полостей, либо неправильных угловатых пустот, ограниченных гранями гипидиоморфных кристаллических зерен. Такие миароловые пустоты возникают при быстром росте кристаллических зерен или в результате пневматолитического растворения какого-либо минерала. Миароловые пустоты часто выполнены более поздними минералами, образовавшимися из остаточных расплавов. Однако иногда они остаются ничем не заполненными.

**Шаровая текстура** наблюдается сравнительно редко в некоторых интрузивных породах (гранитах, диоритах и габбро). Она характеризуется наличием шаровых и эллипсоидальных образований, часто имеющих концентрически-зональное строение и скорлуповатую отдельность, которые отчетливо выделяются на фоне кристаллически-зернистой основной массы породы.

**Подушечная текстура (pillow-lava)** устанавливается в основных эффузивных породах, так называемых шаровых лавах, которые по составу обычно соответствуют спилитам. Подушечная текстура наблюдается в породах, образовавшихся при подводном излиянии лавовых расплавов.

Такие породы сложены сфероидальными, округлыми шаровидными телами размером до 1 м, которые сцементированы осадочным материалом, либо вторичными продуктами.

#### 1.4. Отдельность магматических пород

**Морфологические типы отдельности.** Магматические породы в естественных обнажениях обычно разбиты системами трещин отдельности на блоки различной формы. По морфологии блоков выделяются многочисленные типы отдельности, главные из которых описаны ниже.

**Пластовая отдельность** встречается во многих интрузивных породах. Характеризуется хорошо развитыми горизонтальными трещинами, которые разбивают породу на отдельные блоки пластообразной формы. Если ребра таких блоков оказываются округленными, то отдельность называется матрацевидной.

**Плитчатая отдельность** отличается наличием сближенных трещин, которые разбивают породу на относительно тонкие плитообразные блоки.

**Столбчатая отдельность** типична для основных эффузивных пород, которые разбиваются трещинами на отдельные вытянутые столбы, часто с шестиугольными поперечными сечениями. Эти призматические столбы нередко располагаются перпендикулярно к внешней поверхности потока и покрова.

**Шаровая отдельность** (шаровые лавы типа pillow lava) типична для некоторых основных эффузивных пород, возникших при подводных излияниях. Этот тип отдельности характеризуется присутствием шарообразных (эллипсообразных) «подушек», каждая из которых имела свою поверхность охлаждения. Промежутки между отдельными подушками выполнены пирокластическим эффузивным или осадочным материалом.

**Скорлуповатая отдельность**, которую часто называют так же, как и в предыдущем случае – шаровой, встречается у некоторых интрузивных пород. При разрушении или ударе породы разбиваются на отдельные скорлуповато-шарообразные блоки.

**Типы трещин отдельности в магматических породах.** Причины возникновения трещин отдельности являются сложной проблемой, которая более полно изучена для интрузивных пород. В последних, начиная с работ Г. Клооса, выделяются первичные трещины отдельности, образующиеся после полного отвердевания породы.

**Первичные трещины** расположены закономерно по отношению к линейным, трахитоидным и директивно-полосатым текстурам. Известны три разновидности трещин отдельности этого типа.

*Поперечные трещины* –  $Q$ , располагаются перпендикулярно к директивным текстурам (трахитоидности, полосчатости и гнейсовидности). Образуются в результате максимального растяжения в направлении движения. Эти трещины формируются на ранней стадии остывания и к ним часто приурочены жильные образования.

*Пластовые трещины* –  $L$ , располагаются в плоскости полосчатости и трахитоидности, и тоже часто выполнены жильным материалом.

*Продольные трещины* –  $S$  расположены согласно направлению линейности и перпендикулярны к предыдущим двум типам трещин.

**Наложённые трещины** (трещины скола, отрыва и др.) образуются при тектонических напряжениях, возникающих значительно позже формирования магматических тел. По поверхностям сколовых трещин нередко наблюдаются зеркала и борозды скольжения.

Изучение расположения первичных и вторичных трещин в сочетании с анализом линейных, директивных, полосчатых и трахитоидных текстур позволяет судить о форме магматических тел, их внутреннем строении и условиях формирования. Именно, это направление в изучении магматических тел развилось в относительно самостоятельный раздел петрографии – структурную петрологию.

## 2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

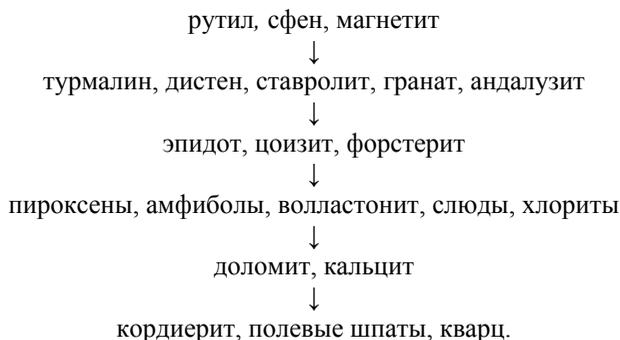
При изучении строения метаморфических пород всегда следует помнить основную особенность их образования: они возникают в результате перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии. В этих условиях рост кристаллических зерен происходит в твердой среде и вновь образующийся минерал вынужден бороться за пространство с соседними минералами. К этому следует добавить, что при изохимическом метаморфизме минералы возникают и растут практически одновременно, как бы соревнуясь между собой в скорости роста. Подобные явления наблюдаются и при кристаллизации магматических расплавов, но там они сравнительно мало заметны, так как наряду с растущими кристаллами в этом случае присутствует более или менее значительное количество расплава.

### 2.1. Кристаллобластический ряд

Рост кристаллических зерен в твердой среде при минимальных количествах жидкой фазы позволяет сделать вывод о том, что совершенство формы минеральных зерен зависит не от порядка их выделения, как это было при кристаллизации магматических расплавов, а от способности того или другого минерала образовывать хорошо ограненные кристаллы даже в неблагоприятных условиях. Хорошо ограненные кристаллы в метаморфических породах называют *идиобластами*, в отличие от *ксенобластов* – зерен, имеющих неправильные формы ограничения.

По способности минералов к образованию хорошо ограненных кристаллов (по силе кристаллизации) они могут быть расположены в кристаллобластический ряд. В этом ряду каждый предыдущий минерал характеризуется большей силой кристаллизации, чем последующий. Первые кристаллобластические ряды были установлены Ф. Бекке, который подчеркнул, что в зависимости от состава исходных пород положение минералов в кристаллобластических рядах может существенно меняться.

Ниже приводится сводный кристаллобластический ряд по Ф. Тернеру:



Конечно, из приведенного кристаллобластического ряда имеются отдельные исключения, но, в общем, выявленные закономерности достаточно хорошо выдерживаются в метаморфических породах.

Анализ расположения минералов в кристаллобластическом ряду показывает, что в верхней его части располагаются минералы с наиболее плотной упаковкой кристаллической решетки, строение которой характеризуется наличием единичных тетраэдров или сдвоенных тетраэдров. Ниже стоят минералы с ленточным или слоистым строением. Внизу ряда расположены минералы, имеющие каркасное строение. Обращает на себя внимание и понижение удельного веса, и увеличение молекулярного объема минералов кристаллобластического ряда сверху вниз.

## 2.2. Общие сведения о структурах

Структурой метаморфической породы называются особенности ее строения, обусловленные размерами, формой и взаимоотношениями составных частей, т.е. теми же признаками, что и структуры магматических пород.

Как уже указывалось ранее, структуры метаморфических пород в своем большинстве возникают в результате перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии и, следовательно, они принципиально отличаются от структур магматических пород, хотя общий структурный рисунок этих двух генетических групп может оказаться сходным. Собственно метаморфические структуры возникают в том случае, когда процесс перекристаллизации дошел до конца, и все особенности строения исходной породы оказались уничтоженными. Такие структуры называ-

ются новообразованными. Вместе с тем нередки случаи, при которых процессы перекристаллизации не доходят до конца и в метаморфической породе сохраняются остатки структур исходных пород. Эти структуры, в которых наряду с новообразованными встречаются остатки структур исходных пород, называются **реликтовыми**. Например, при метаморфизме пород с порфировой структурой порфиновые выделения длительное время сопротивляются перекристаллизации, в то время как основная тонкозернистая масса полностью перекристаллизовывается. Для обозначения реликтовых структур используется приставка «**бласто**». Таким образом, в приведенном примере структура породы должна быть названа **бластопорфировой**. Довольно часто в метаморфических породах встречаются **бластопесчаные**, **бластоофитовые**, **бластогранитные** и некоторые другие реликтовые структуры.

Новообразованные структуры в зависимости от своего происхождения подразделяются на две большие группы: **кристаллобластовые** и **катакластические**.

### 2.3. Кристаллобластовые структуры

Кристаллобластовые структуры возникают в результате полной перекристаллизации исходных пород и обусловлены ростом минеральных индивидов. Более дробное подразделение кристаллобластовых структур проводится по величине (размерам), форме и взаимоотношениям составных частей.

#### 2.3.1. Структуры по размерам составных частей

При характеристике структур по этому признаку следует различать абсолютные и относительные размеры минеральных зерен, слагающих породу.

*По абсолютным размерам* составных частей различают следующие разновидности структур:

- **грубозернистые** (средний размер зерен более 10 мм);
- **крупнозернистые** (5–10 мм);
- **среднезернистые** (2–5 мм);
- **мелкозернистые** (1–2 мм);
- **тонкозернистые** (менее 1 мм).

При этом следует иметь в виду, что приведенные размеры минеральных зерен для различных разновидностей структур не являются обще-

признанными и поэтому при описании метаморфических пород, кроме названия структуры по величине составных частей следует указывать средний размер зерен в миллиметрах.

**По относительным размерам** составных частей среди метаморфических структур выделяются:

- равномернозернистые (гомеобластовые);
- неравномернозернистые (гетеробластовые) структуры.

**Равномернозернистые (гомеобластовые) структуры** характеризуются тем, что зерна, слагающие породу, имеют близкие размеры, укладываемые в один класс размерности, например, тонкозернистый.

**Неравномернозернистые (гетеробластовые) структуры** отличаются от гомеобластовых присутствием зерен, резко отличающихся друг от друга по размерам и представляющие разные классы размерности. В качестве разновидности здесь выделяется **порфиробластовая структура**, которая характеризуется наличием крупных минеральных зерен одного или нескольких минералов, которые называются порфиробластами, погруженными в относительно мелкозернистую массу – основную ткань.

Таким образом, порфиробластовая структура отличается наличием двух структурных элементов: *порфиробласт и основной ткани*, и по своему рисунку она напоминает порфиroidную структуру магматических пород. *Порфиробласты* чаще всего бывают представлены минералами, расположенными в верхней части кристаллобластического ряда: гранатом, дистеном, ставролитом, андалузитом и некоторыми другими. Однако из этого правила имеются многочисленные исключения, когда порфиробласты слагаются такими минералами, как альбит, кордиерит, полевые шпаты, стоящими в нижней половине кристаллобластического ряда. В этих случаях возникновение порфиробласт объясняется, по-видимому, повышенной концентрацией в породе компонентов, необходимых для образования минералов порфиробласт. При этом следует иметь в виду, что порфиробласты минералов, обладающих большой силой кристаллизации, обычно представлены идиобластами, а порфиробласты альбита и кордиерита имеют, как правило, характер ксенобластов.

### 2.3.2. Структуры по форме составных частей

По форме зерен, слагающих метаморфические породы, выделяются многочисленные разновидности структур, которые могут быть объединены в три группы: гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые.

**Гранобластовые структуры** характеризуются преобладанием в породе субизометричных минеральных зерен, часто с извилистыми очертаниями.

ниями. Относительный идиоморфизм минералов отсутствует и по своему рисунку гранобластовая структура напоминает аллотриоморфнозернистую и панидиоморфнозернистую структуры магматических пород. Среди гранобластовых структур выделяют несколько разновидностей. **Роговиковая (микрогранобластовая) структура** является типичной для роговиков. Она отличается наличием мелких по размерам минеральных зерен с извилистыми либо полигональными очертаниями. Характерно отсутствие какой-либо закономерной ориентировки минералов, что позволяет уверенно отличать роговиковую структуру от милонитовой. **Мостовая (мозаичная) структура** тоже является разновидностью гранобластовой и характеризуется присутствием в породе зерен с субизометричными и полигональными очертаниями, которые плотно соприкасаются друг с другом. Мостовая структура встречается преимущественно в мономинеральных и в некоторых биминеральных породах.

**Лепидобластовые структуры** характерны для пород, сложенных преимущественно чешуйчатыми и пластинчатыми минералами (биотитом, мусковитом, хлоритом, тальком и др.). По взаимному расположению чешуек различают **параллельно-чешуйчатую и переплетенно-чешуйчатую структуры**.

**Нематобластовые структуры** отличаются преобладанием в породе минеральных зерен столбчатой формы. Взаиморасположение их может быть различным и по этому признаку различают **параллельно-нематобластовую и переплетенно-нематобластовую структуры**. Разновидностью нематобластовой структуры является **фибробластовая структура**, которая характерна для пород, сложенных преимущественно волокнистыми минералами, которые тесно переплетаются между собой. Характерным примером являются нефриты, сложенные волокнистыми агрегатами тремолита.

Между отмеченными типами структур, выделенными по форме составных частей, существуют постепенные переходы, и поэтому структуры многих метаморфических пород получают двойные названия: **лепидогранобластовая, нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая** и другие, при этом, название преобладающей структуры ставится в конце названия.

При характеристике кристаллобластовых структур можно применять несколько отличающиеся названия, имеющие одинаковое право на употребление: **гранобластовая – гранобластическая, лепидобластовая – лепидобластическая, нематобластовая – нематобластическая.**

### 2.3.3. Типы структур по взаимоотношению составных частей

В этой группе выделяются следующие структуры: прорастания, замещения, друзитовые, центрические, гломеробластовые и др.

**Структуры прорастания** характеризуются наличием включений одного или нескольких минералов в более крупных других минералах. Такие взаимоотношения минералов очень характерны для метаморфических пород, что, по-видимому, связано с практически одновременным ростом многих минеральных зерен в ходе перекристаллизации. Среди структур прорастания, в зависимости от величины и ориентировки включений, выделяются две группы: *пойкилобластовые* и *диабластовые*.

**Пойкилобластовые структуры** характеризуются присутствием в крупных минеральных индивидах включений более мелких зерен, которые располагаются хаотично и не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки. Включения могут быть представлены одним или несколькими минералами. В некоторых случаях эти включения могут иметь идиобластовую форму. Разновидностью пойкилобластовой структуры является ***ситовидная структура***, которая отличается наличием в крупных порфиробластах очень мелких, равномерно распределенных обильных включений каких-либо минералов.

**Диабластовые структуры** характеризуются взаимным закономерным прорастанием двух или нескольких минералов, причем отдельные минеральные индивидуумы не являются сплошными, а распадаются на ряд вростков, разделенных веществом другого минерала. Принадлежность таких вростков к одному зерну легко устанавливается в скрещенных николях по их одновременному погасанию при повороте столика микроскопа.

Среди диабластовых структур выделяют следующие разновидности: *симплектитовая*, *дактилоскопическая* и *мирмекитовая*, которые отличаются наличием мелких срастаний, различимых только под микроскопом. ***Симплектитовая структура*** свойственна для докембрийских метаморфических пород и характеризуется тонкими срастаниями различных минералов, например, альбита и диопсида, либо кварца и кордиерита и др. ***Дактилоскопическая структура*** представляет тонкие срастания минералов, напоминающие рисунок отпечатка пальцев. ***Мирмекитовая структура*** обусловлена наличием червеобразных вростков кварца в плагиоклазе на границе его с калиевым полевым шпатом. При этом, чем выше основность плагиоклаза, тем больше вростков кварца. Структурный рисунок мирмекитовой структуры в метаморфических породах является

аналогичным мирмекитовой структуре, наблюдаемой в магматических породах.

**Структуры замещения** наиболее характерны для метасоматических пород. Они обусловлены замещением ранее образовавшихся минералов, как в метаморфических, так и в магматических породах и связаны с привнесением и выносом химических элементов. Выделяют следующие разновидности: замещение жилками, замещение агрегатом, замещение псевдоморфозами.

**Замещение жилками** ранее существовавшего минерала или породы в целом. В этом случае замещение происходит в результате циркуляции химически активных растворов по мелким трещинкам в минерале или породе. Примерами замещения жилками являются процессы серпентинизации оливина в ультрамафитах и серицитизации кордиерита в гнейсах и кристаллических сланцах. Разновидностью является *петельчатая структура*, которая отличается наличием многочисленных пересекающихся петельчатых жилок, при этом внутренние части петель сложены реликтовыми блоками исходного минерала. Характерным примером является замещение зерен оливина петельчатыми жилками серпентина.

**Замещение агрегатом.** При этом по исходному минералу развивается мелкозернистый агрегат новообразованного минерала, либо нескольких минералов. На начальных стадиях замещения форма новообразованного агрегата сохраняет форму исходного минерала. На последующих стадиях замещения контуры исходного минерала стираются, и образуется самостоятельный агрегат новообразований. Примером такого замещения является сосюритизация плагиоклаза, серпентинизация оливина, оталькование энстатита.

**Замещение псевдоморфозами.** При таком процессе минерал исходной породы замещается новообразованным с сохранением формы первичного минерала, часто унаследовав его структурные особенности, такие как направление спайности и другие. Примером являются псевдоморфозы хлорита по биотиту, бастита по энстатиту и уралита по клинопироксену.

**Друзитовые структуры** характеризуются нарастанием более поздних минералов на образованные ранее в виде каемок. Друзитовые структуры часто наблюдаются в метаморфизованных основных породах, в которых ромбический пироксен нарастает в виде каймы радиально-призматического строения на зерна оливина и сам обрастает каемками роговой обманки и граната, или роговой обманки и шпинели, или одного граната. При этом пространство между концентрическими сростками

цветных минералов выполняют крупные индивиды основного плагиоклаза. При наличии такой структуры породы называют друзитами.

**Центрические структуры** отличаются радиальным расположением удлиненных минералов по отношению к каким-либо центрам, которыми часто являются мелкие субизометричные зерна минералов. Разновидностями центрических структур являются радиально-лучистая, радиально-чешуйчатая и крустификационная.

**Радиально-лучистая структура** характеризуется наличием лучистых индивидов какого-либо минерала, обладающего длинно-призматической, либо игольчатой формой, расположенных вокруг центров кристаллизации.

**Радиально-чешуйчатая структура** обусловлена присутствием в породе сферических агрегатов, сложенных чешуйчатыми минералами, например, хлоритом, серпентином, которые располагаются радиально вокруг некоторых центров.

**Крустификационная структура** отличается наличием образований в виде зонок и каемок, сложенных удлиненными минеральными индивидами, которые располагаются субнормально к границам зерен, вокруг которых они нарастают, либо радиально от центров кристаллизации.

**Гломеробластовые структуры** отмечаются в полиминеральных метаморфических породах, обычно роговиках и кристаллических сланцах. Она характеризуется локализацией минералов в обособленные агрегативные образования, иногда мономинерального состава.

## 2.4. Катакластические структуры

Под названием **«катакластические структуры»** или **«структуры раздробления»** объединяются структуры, возникающие в результате воздействия на породы или отдельные минералы сильного стресса при сравнительно низких температурах. Большие динамические нагрузки приводят к частичному или полному раздроблению исходных пород или слагающих их минералов. При этом следует иметь в виду, что разные минералы и породы реагируют на действие стресса по-разному. В одних случаях, при однородном и мелкозернистом строении породы, она реагирует как целое и при сильном стрессе распадается на остроугольные обломки. В других, на действие стресса реагируют отдельные минералы, которые и подвергаются деформациям. Под влиянием стресса возможно пластическое течение раздробленных частиц. Катакластические структуры подразделяются на брекчиевые, катакластические и милонитовые.

**Брекчиевые структуры** (иногда их называют текстурами) обусловлены катаклазом породы и характеризуются присутствием обломков породы и слагающих ее минералов, сцементированных тонкоперетертым материалом той же породы. Тонкозернистый цементирующий материал часто оказывается перекристаллизованным с образованием низкотемпературных минералов (хлорита, серицита, эпидота). Нередко обломки имеют удлиненную, линзовидную форму в виде будин, которые вытягиваются субпараллельно, что свидетельствует о катаклазе породы в условиях пластического течения.

**Катакластические структуры** типичны для начальных этапов дробления пород и характеризуются деформациями отдельных минералов, а порода, в целом, остается монолитной. Обычно дробление минеральных зерен не сопровождается сколько-нибудь значительным перемещением раздробленных частиц друг относительно друга. Эффекты катаклаза выражаются в возникновении волнистого, облачного и мозаичного погасания в зернах хрупких минералов (кварца, полевых шпатов и других). При очень сильном стрессе эти минералы распадаются на агрегаты мелких зерен. Упругие минералы (слюды) реагируют на давление изгибанием листочков, их гофрировкой. У некоторых минералов возникают двойники скольжения с изогнутыми двойниковыми полосками (кальцит, плагиоклазы). Среди катакластических структур выделяют разновидности: *бетонную (цементную)* и *порфирукластовую*, а также деформационные структуры минералов.

**Бетонная (цементная) структура** характеризуется наличием в породе относительно крупных минеральных зерен, которые по периферии и трещинкам подверглись дроблению с образованием мелкозернистых агрегатов, которые становятся цементирующим материалом. Зерна, уцелевшие от дробления, обычно интенсивно деформированы с нарушением их кристаллической структуры, что выражается в появлении отчетливо выраженного неоднородного погасания (облачного и мозаичного), изогнутости зерен либо двойниковых полосок.

**Порфирукластовая структура** отличается от бетонной тем, что порода сложена, главным образом, мелко- либо тонкозернистым агрегатом минеральных зерен, образовавшихся в результате дробления крупных исходных зерен. Среди этого агрегата отмечаются разрозненные, уцелевшие от дробления, более крупные зерна – порфирукласты, для которых обычно характерно неоднородное погасание.

**Деформационные структуры минералов** обычно устанавливаются для отдельных минералов в катаклазированных породах. Они связаны с

появлением неоднородного погасания в минералах, изгибе их зерен, образовании полос пластического излома (kink-bands) и дроблении.

**Милонитовые структуры** характерны для слоистых пород с параллельной текстурой, претерпевших интенсивное дробление в результате сильного механического воздействия. Они сложены тонкоперетертым материалом и имеют монолитный, роговиковоподобный облик. От роговиков отличаются наличием параллельных текстур и директивным расположением минералов. При образовании милонитовых структур отдельные участки породы или отдельные минералы часто оказываются уцелевшими от раздробления, они наблюдаются в виде округлых и линзовидных выделений и представляют собой порфиорокlastы. Милониты, обладающие очень тонкозернистым строением и не содержащие порфиорокlastы, называются ультрамилонитами. Для них часто устанавливается полосчатая текстура.

## 2.5. Текстуры метаморфических пород

Текстуры метаморфических пород отражают условия их формирования, и поэтому их изучение приобретает особенно большое значение. Во многих случаях именно характер текстуры позволяет отличать метаморфические породы от магматических. Приведем краткие описания наиболее распространенных текстур метаморфических пород.

**Массивные (однородные) текстуры** характеризуются отсутствием закономерной ориентировки составных частей при равномерном их распределении. Эти текстуры наиболее характерны для магматических пород и значительно реже встречаются в метаморфических породах. Массивные текстуры возникают в результате метаморфических процессов, при которых стресс не играет сколько-нибудь существенной роли.

**Неоднородные текстуры** являются наиболее типичными для большинства метаморфических пород. Они характеризуются наличием участков или слоев различного минерального состава и структуры, либо ориентированным расположением минералов в породе. Среди них выделяются многочисленные разновидности. Рассмотрим наиболее распространенные неоднородные текстуры.

**Сланцеватая текстура** является очень широко распространенной, особенно в породах динамотермального метаморфизма, возникших при участии сильного стресса. Она характеризуется более или менее параллельной ориентировкой некоторых минералов и наличием субпараллельных плоскостей сланцеватости, по которым порода легко разбивается на

отдельные пластинки. Эта текстура наиболее ярко проявляется в тех породах, в которых присутствует значительное количество пластинчатых, чешуйчатых или столбчатых минералов. В зависимости от формы преобладающих минералов выделяют разновидности сланцеватых текстур. *Плоскопараллельная сланцеватая текстура* отличается наличием в породе довольно совершенных субпараллельных плоскостей, вдоль которых располагаются пластинчатые и чешуйчатые минералы. *Линейно-сланцеватая текстура* возникает в породах, сложенных удлиненными минералами, ориентированными субпараллельно. При таком типе текстуры плоскости сланцеватости выражены менее отчетливо. *Плосковолнистая сланцеватая текстура* характеризуется волнистой поверхностью плоскостей сланцеватости, обусловленной наличием в породе субпараллельно ориентированных изгибающихся чешуйчатых минералов. *Очковая или линзовидная текстура* отличается наличием в породе отдельных округлых, либо линзовидных зерен или их скоплений, ориентированных согласно сланцеватости.

По происхождению различают два типа сланцеватости: *механическую* и *кристаллизационную*. Механическая сланцеватость возникает в результате воздействия на породы интенсивного стресса в условиях невысоких температур и малого гидростатического давления. Механическая сланцеватость сопровождается катакластическими структурами. Кристаллизационная сланцеватость образуется в процессе перекристаллизации в условиях сильного стресса и высоких температур. Минералы в этих условиях растут таким образом, что их вытянутость подчеркивает сланцеватость. Закономерная ориентировка листоватых и столбчатых минералов связана с их ростом перпендикулярно стрессу по принципу Рикке, либо с пластическим течением вещества при перекристаллизации.

*Гнейсовая текстура* – это весьма распространенный, но не совсем определенный термин. Обычно он используется для характеристики сланцеватых текстур в гнейсах, когда в породе кроме слюдистых и столбчатых минералов присутствует значительное количество кварца и полевых шпатов. Гнейсовая текстура обусловлена параллельной ориентировкой чешуйчатых и столбчатых минералов в массе породы.

*Полосчатая текстура* является широко распространенной в метаморфических породах. Она характеризуется присутствием в породе более или менее параллельных полосок, отличающихся или по составу, или по структуре, или по обоим признакам одновременно. Чаще всего, в этом случае, обособляются светлые полоски, сложенные силикатными минералами и полоски с преобладанием феррических минералов. Полосчатая текстура иногда может иметь реликтовый характер, отражая полосатую

или слоистую текстуру исходных пород (*реликтовая полосчатость*). Однако, чаще, она является новообразованной и возникает в процессе перекристаллизации в связи с процессами метаморфической дифференциации. Метаморфическая дифференциация вещества проявляется в стремлении к обособлению силикатных и феррических компонентов в ходе перекристаллизации. В процессе пластических деформаций полосы метаморфической породы часто оказываются собранными в складочки, и тогда текстура называется *плойчатой*. *Пятнистая текстура* характеризуется наличием на общем однородном фоне породы пятен, отличающихся по окраске и минералогическому составу. Она возникает в результате сегрегации минералов в процессе перекристаллизации. Разновидностью пятнистой структуры является *узловая текстура*, она отличается присутствием порфириобластовых зерен, которые в виде осветленных узлов выделяются на фоне основной слабо раскристаллизованной массы.

*Издание вышло в свет в авторской редакции*

Отпечатано на участке цифровой печати  
Издательского Дома Томского государственного университета  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36.

Заказ № 317 от «23» апреля 2014 г. Тираж 250 экз.