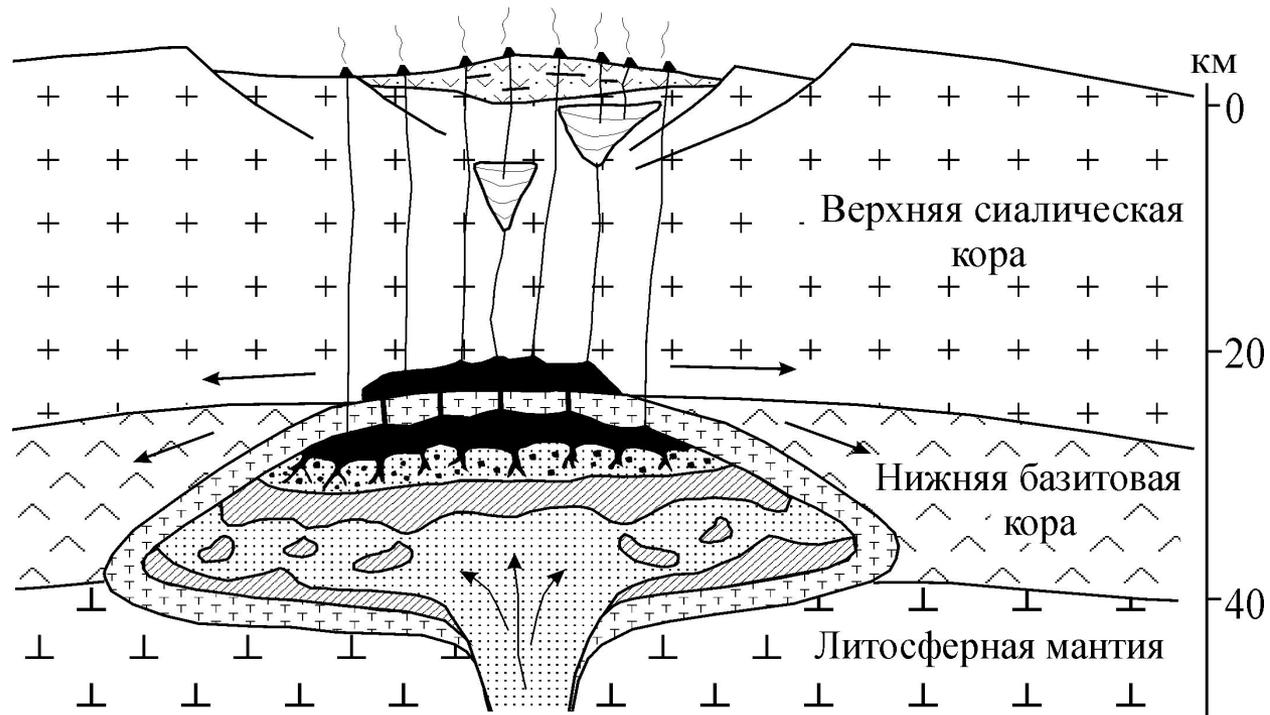


**ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД  
структуры и текстуры  
пород**

- Магматические горные породы образуются в результате охлаждения и затвердевания изначально огненно-жидких расплавов - **магм**, которые зарождаются в недрах Земли. Поднимаясь, они могут достигать поверхности суши или морского дна, где изливаются в форме **лав**, либо остывают и кристаллизуются на некоторой глубине в толще земной коры, образуя огромные отливки - **интрузивы**. Кроме того, обнаружены затвердевшие расплавы, возникшие при ударах в момент падения на Землю крупных метеоритов. Количество пород, для которых доказано ударное (**импактное**) происхождение, невелико, и мы их специально рассматривать не будем.
- Прежде чем перейти к характеристике тел магматических горных пород, я хотел бы напомнить строение магматических систем, как зарождаются, перемещаются и в конечном итоге размещаются магматические расплавы, где они затвердевают и превращаются в магматические горные породы, которые мы изучаем.

# Схема строения внутриплитной магматической системы

1 – вулканогенно-осадочные породы; 2 – интрузивы(а) и подводные каналы (б); 3 - магматические очаги; 4 – зона плавления; 5 – респиты; 6 – вещество мантийного плюма; 7 – охлажденная краевая часть плюма



# Главные типы магматических расплавов

- Существует три главных типа магматических расплавов: 1) мантийные, т.е. происшедшие при частичном плавлении ультраосновного вещества мантии – это пикриты и базальты, 2) коровые, образующиеся при плавлении вещества сиалической (гранитной) коры – это обычно риолиты и дациты, и 3) корово-мантийные, возникшие при плавлении смеси корового и мантийного вещества – это расплавы среднего состава, андезиты.
- Первый тип характерен преимущественно для зон океанического спрединга и внутриплитного магматизма, связанного с подъемом мантийных плюмов, второй - для внутриплитного магматизма, при плавлении гранитной коры над очагами базальтовых магм, а третий – для зон субдукции, где коровое вещество погружается вглубь мантии и плавится совместно с мантийным. Каждый из этих типов магматических систем имеет свои особенности, о которых мы сегодня будем говорить.
- Общий объем продуктов вулканической деятельности очень велик, и это по существу главный канал поступления глубинного вещества на поверхность Земли. В течение последних 180 млн. лет на поверхность Земли ежегодно выносится около 30 км<sup>3</sup> вулканического материала. Около 70% этого объема составляют лавы, которые накапливаются на дне океанов, 20% - вулканические породы островных дуг и только около 10% - продукты внутриконтинентального вулканизма.

# Почему магматический расплав уходит наверх, а не остается в области магмообразования?

- Главная причина этому – низкая плотность новообразованного расплава, которая на 11-13% меньше по сравнению с твердым родоначальным веществом. Соответственно, увеличивается и его объем. Благодаря этому в очаге плавления возникает избыточное давление, которое буквально выталкивает из него расплав. Этому способствует пониженная плотность и вязкость расплава по сравнению с вмещающими его породами, а также литостатическое давление на магматический очаг, выдавливающее из него расплав наверх.
- Все это приводит к эффективному удалению новообразованного расплава из зоны плавления; само же плавление может возобновиться только после снятия избыточного давления. Новообразованный расплав устремляется вдоль трещин растяжения в кровле очага, и может излиться на поверхность или «застрять» в толще коры в форме промежуточных магматических камер - интрузивов. Таким образом, здесь возникает саморегулирующаяся система, периодически возобновляющая свою активность.

# Вулканические породы

При вулканических извержениях огненно-жидкие магмы частью растекаются в виде лавовых потоков и затвердевают, образуя **вулканические**, или **эффузивные породы**, а частью выбрасываются взрывами в атмосферу в виде затвердевающих в полете фрагментов разного размера: бомб, лапиллей, пепловых частиц и аэрозолей. Этот обломочный материал превращается со временем в сцементированные **вулканогенно-обломочные**, или **вулканокластические** (от англ. clast - обломок) **породы**.

Сами **вулканы** (вулканические постройки) представляют собой сложные сочетания потоков и вулканокластических покровов, строение которых закономерно меняется по мере удаления от центров извержений. Объем вулканических пород, связанных с отдельными крупными центрами извержений, достигает сотен и тысяч км<sup>3</sup>. Например, за последние 2,2 млн. лет в Йеллоустонском национальном парке в США было накоплено от 3.5 до 7.2 · тыс. км<sup>3</sup> изверженного материала. Наряду с этим, известно множество мелких конусов, объем которых не превышает одного кубического километра



В процессе извержений маловязкие базальтовые магмы преимущественно разливаются в виде лавовых потоков,, перекрывающих друг друга, и часто образующие базальтовые лавовые плато

Вулканокластические, или пирокластические породы чаще связаны с извержениями вязких магм среднего и кислого состава, обычно насыщенных летучими компонентами.



Четвертичный базальтовый лавовый поток; видны шлаковые купола, состоящие из вспененных лав, на поверхности плато.  
Предгорья возвышенности Джебель-Араб, Южная Сирия



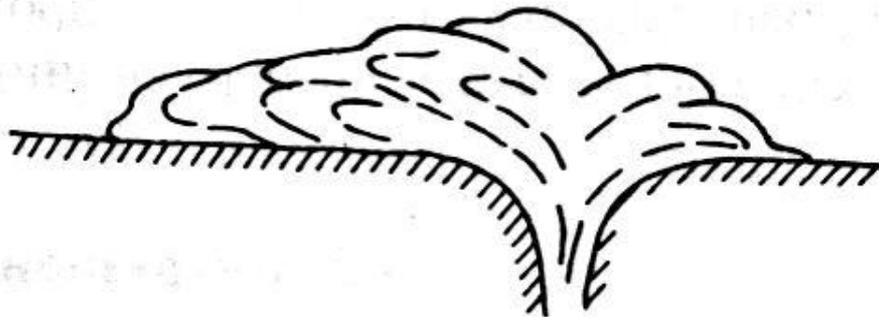
Вулкан Ключевская сопка на Камчатке, **извержение умеренно-вязких андезито-базальтовых лав**. В процессе течения лавы нередко расчленяются на отдельные фрагменты, которые скатываются по склону.



**Эффузивные** (от англ. *effusion* – *излияние*) **породы** слагают лавовые потоки, мощность и протяженность которых зависит, главным образом, от скорости поступления вулканического материала и вязкости расплава, определяющего скорость его течения. Толщина "быстрых" потоков маловязких базальтовых лав обычно составляет 2-30 м, в среднем около 10 м, а их протяженность может измеряться многими километрами и десятками километров. Так, в Исландии, на Колумбийском плато в США и других провинциях известны потоки базальтов длиной до 100-200 км.

Вязкие лавы (риолиты, дациты) слагают более мощные (20-300 м, в среднем около 100 м) и более короткие (максимально до 10-20 км, обычно до 1-3 км) потоки.

Нередко вязкие магмы выжимаются на поверхность в форме небольших куполов, обелисков и прочих **экструзивных** тел.



**Рис. 1.1.** Схематический разрез через экструзивное тело, сложенное вязкими кислыми лавами

Подводящие каналы, которые служили путями подъема расплавов, имеют цилиндрическую (**центральный тип извержений**) или пластинообразную форму (**трещинный тип извержений**).

Вулкан Бардабунга, Исландия, 2014 г., трещинное излияние



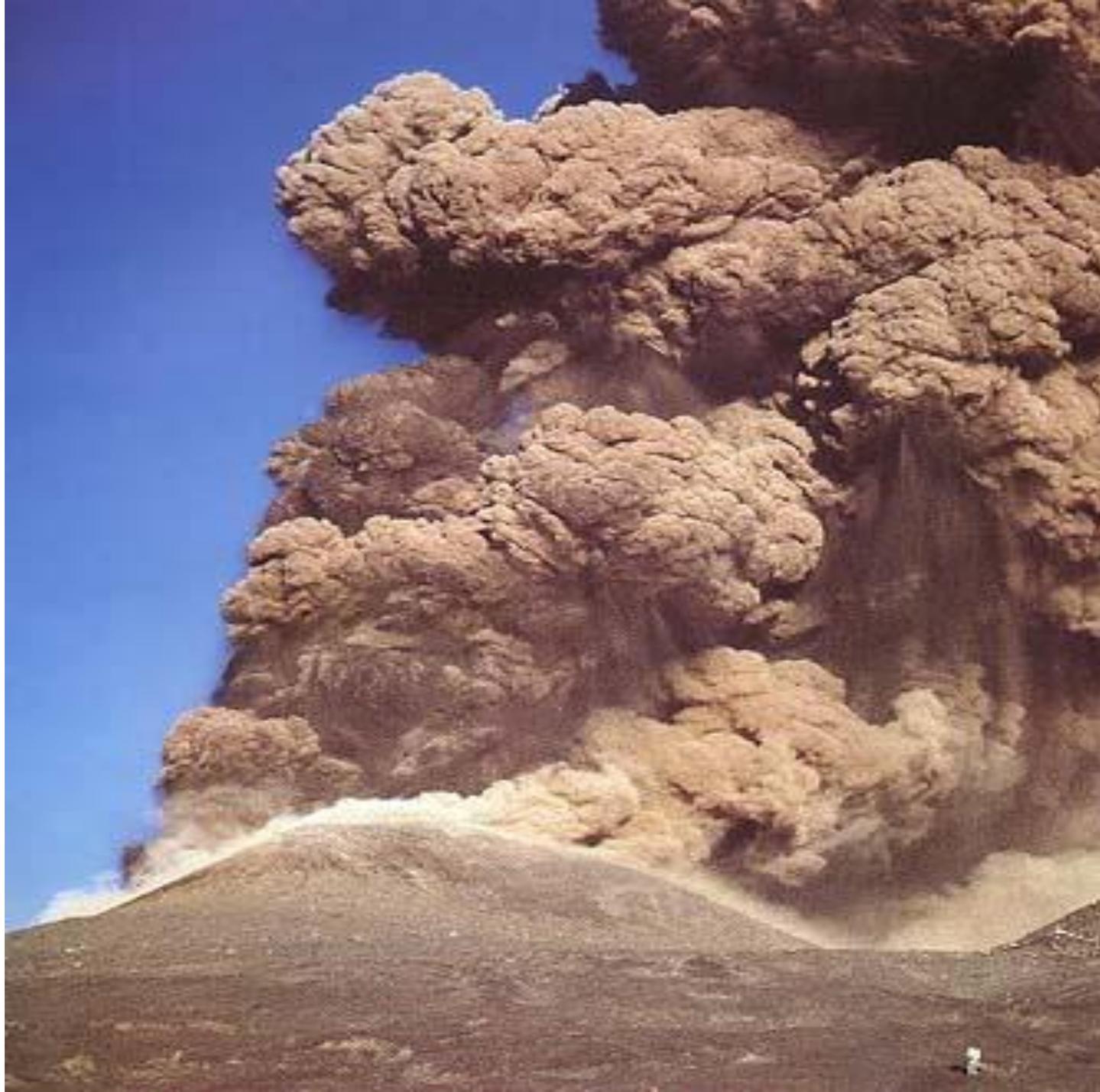
# ***Вулканокластические породы (вулканические туфы)***

Слагают покровы (насыпные плащи) из падающего вниз пирокластического материала (вулканического туфа), и потоки, образованные в процессе перемещения масс вулканогенного обломочного материала вниз по склонам. Толщина таких покровов варьирует в зависимости от удаления от центра извержения, а отдельных пирокластических потоков может достигать десятков метров, при протяженности в многие километры.

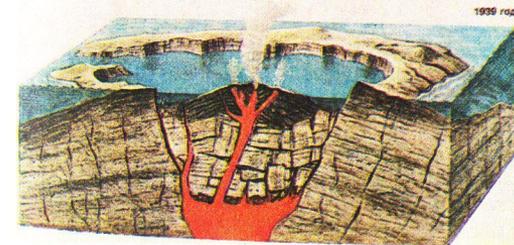
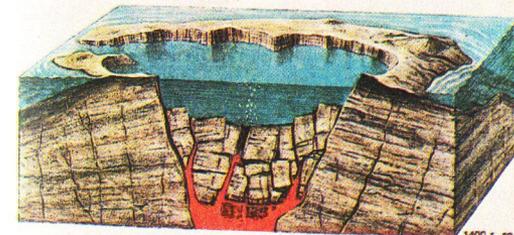
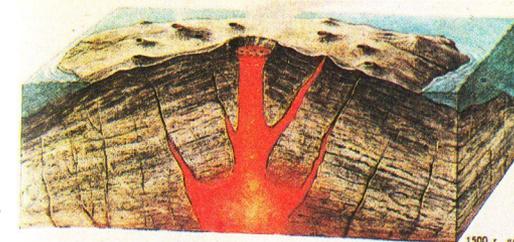
В ряде случаев происходят взрывные извержения вулканов, иногда очень опасные, когда в воздух поднимается огромное количество вулканического пепла и газов на высоту до 20-30 км. К их числу относится извержение вулкана Везувий, погубившее в начале новой эры римские города Геркуланум и Помпеи. Из последних таких катастрофических извержений можно отметить недавнее извержение вулкана Пинатубо в Индонезии, также сопровождавшегося большими жертвами и разрушениями.

# Извержение вулкана Шивелуч на Камчатке

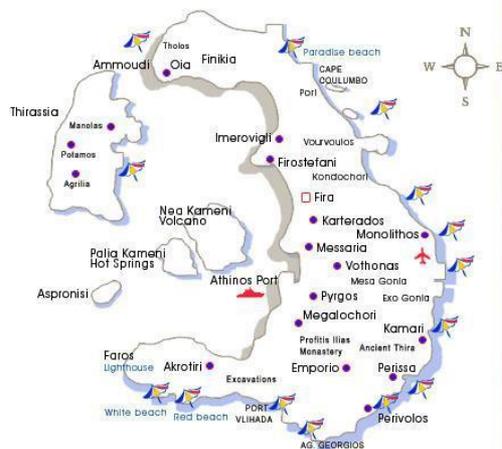




В результате взрыва на месте вулкана может возникнуть крупная депрессия, ограниченная дугообразными разломами. Такие депрессии называют *кальдерами*. Их объем достигает сотен - тысяч км<sup>3</sup>. Например, объем кальдеры острова Санторин в Эгейском море достигает 1500 км<sup>3</sup>; по мнению некоторых ученых, здесь когда-то располагалась легендарная Атлантида.



Развитие вулканической структуры Санторин





Остатки кальдеры взорвавшегося вулкана образуют густонаселенный остров. Люди там в буквальном смысле живут на вулкане; который в последний раз извергался в 1956 г, Тем не менее, Санторин является очень популярным туристическим и курортным местом



# Кальдера Узон на Камчатке, около 1 км в диаметре



# Кальдера Узон



# Склон кальдеры вулкана Немрут в Турции, район озера Ван

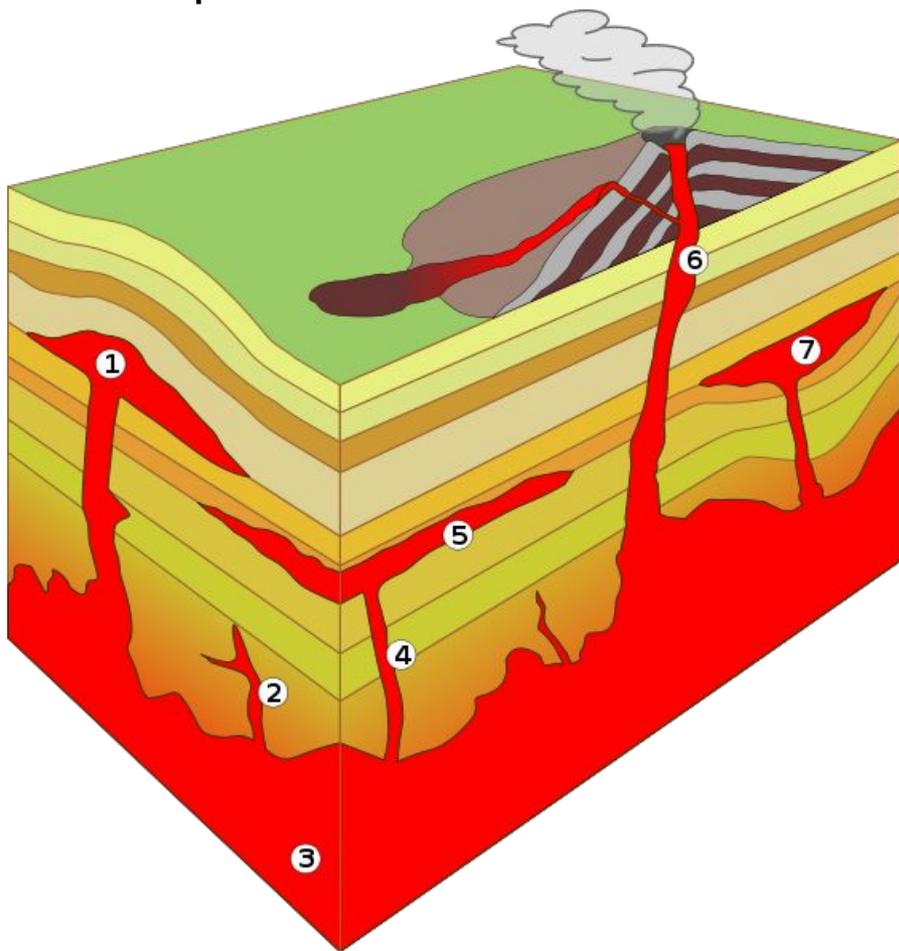


Вулкан Карымский на Камчатке, конус растёт в центре кальдеры



# Интрузивные породы

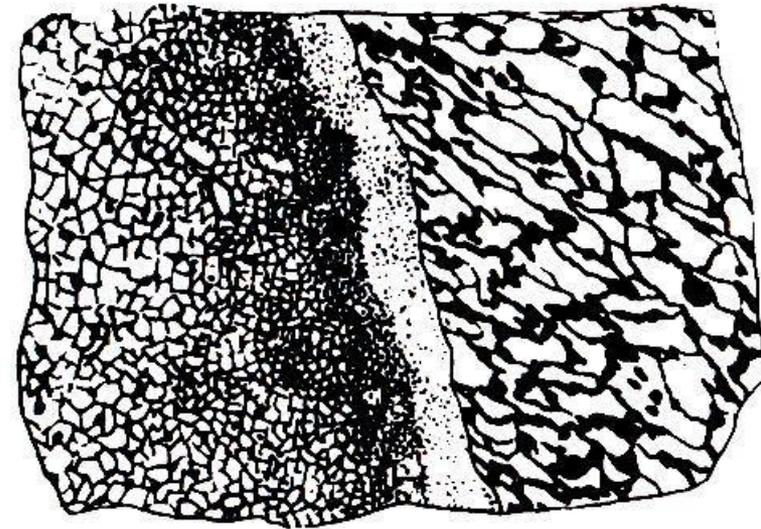
На вулканические породы приходится лишь 10-20% объема магм, поступающего из мантийных и коровых источников. Остальные 80-90% магм затвердевают в толще земной коры в форме интрузивных тел, не достигнув поверхности. Точные сведения об объемной форме имеются лишь для интрузивов, поперечник которых не превышает первых километров.



Среди интрузивов различают: **дайки (4)** и **силлы (5)** (крутопадающие и пологие интрузивные тела пластинообразной формы), **штоки (6)** (крутопадающие тела цилиндрической или грубо изометричной в плане формы, затвердевшие породы жерла вулкана), **лакколиты (1)**, имеющие форму грибов, **лополиты (7)**, форма которых напоминает блюдце и др.

- Когда данные об объемной форме интрузивных тел отсутствуют, их обычно называют **массивами, интрузивами, или плутонами**. Самые крупные из них (**батолиты**) занимают площади в десятки - сотни тысяч квадратных километров, а их объем достигает сотен тысяч - миллионов кубических километров (Ангарио-Витимский батолит в Забайкалье -- около 15 млн. км<sup>3</sup>, Береговой батолит Перу — 10 млн. км<sup>3</sup>, батолит Сьерра-Невада в США — 27.5 млн. км<sup>3</sup>). Как я уже говорил, батолиты - это не сплошные однородные тела, а совокупность внедрившихся интрузивов разного состава и возраста, сближенных в пространстве.
- По глубине формирования интрузивные тела делят на **гипабиссальные**, или малоглубинные, которые затвердели на глубине от сотен метров до 3-5 км, и **абиссальные**, которые формировались на большей глубине. Поскольку вертикальная протяженность многих интрузивных тел измеряется километрами, такое деление условно. Близповерхностные интрузивные тела, которые залегают среди вулканических потоков и (или) обнаруживают прямую геологическую и петрографическую связь с эффузивами, называют **субвулканическими** (интрузивы под вулканами). Иными словами, вулканы представляют собой самые верхние части магматических систем.

Возникающая при внедрении магмы поверхность, по которой затвердевший расплав граничит с вмещающей (боковой) породой, называется **интрузивным контактом**. Выделяют **эндоконтактовую зону**, примыкающую к поверхности раздела со стороны интрузивного тела, и **экзоконтактовую зону**, которая прилегает к этой поверхности со стороны вмещающих пород. Эндоконтактовые зоны, которые отличаются от внутренних частей массивов структурой кристаллического агрегата, имеют ширину от сантиметров до десятков метров. **Экзоконтактовые ореолы**, несущие признаки термального изменения пород под воздействием внедрившейся магмы, достигают ширины в сотни метров.



*Рис. 1.3.* Интрузивный контакт (фрагмент)

Справа вмещающие породы, слева — мелкозернистая эндоконтактовая зона интрузивного тела

# Минеральный состав горных пород

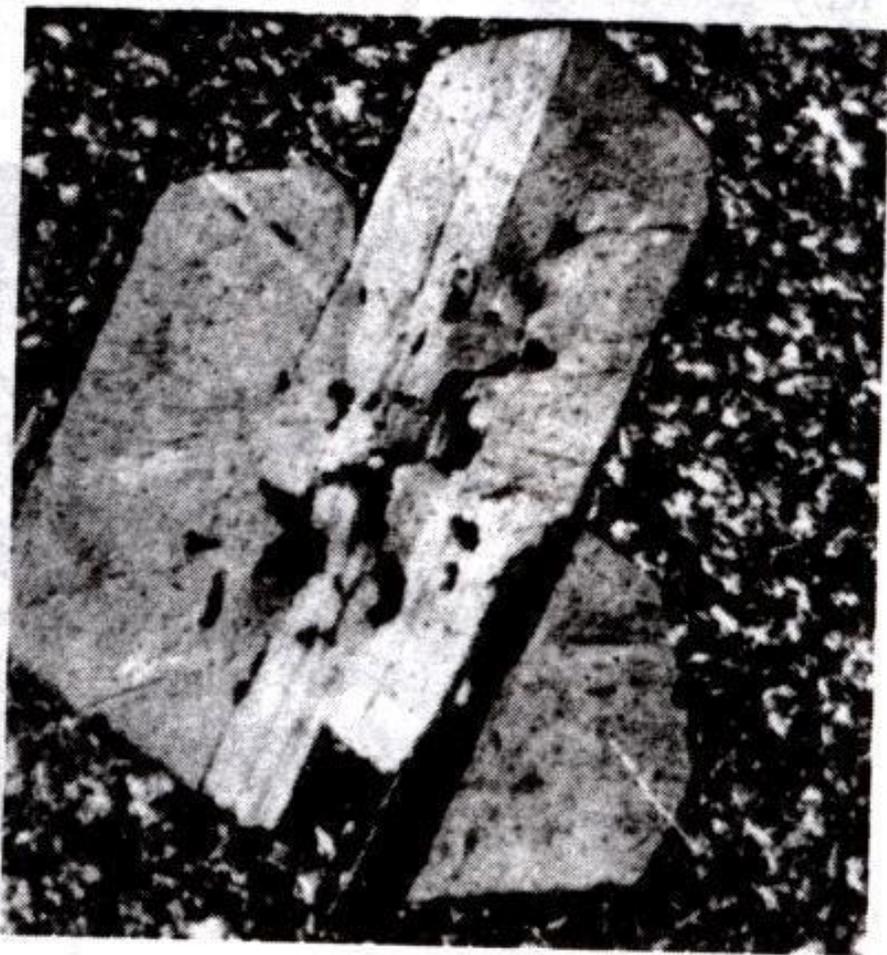
- **Минеральный состав** породы характеризуют содержаниями минералов в объемных процентах. На практике определяют не соотношения объемов, занятых разными минералами, а соотношения площадей в шлифах.
- **Первичные** минералы, которые кристаллизуются из расплава, противопоставляются **вторичным** минералам, возникшим в процессе последующих преобразований твердой породы.
- Первичные минералы подразделяются на **главные, второстепенные и акцессорные**. Содержания главных минералов, составляющих основной объем пород (плагиоклаз, пироксен, кварц и др.), превышают 5 об.%; второстепенные минералы содержатся в меньшем количестве, а акцессорные минералы образуют единичные зерна.

- **Строение магматических горных пород**
- Строение вулканических и интрузивных пород несет важную информацию об условиях затвердевания расплавов и последующим эпигенетическом преобразовании кристаллических агрегатов и стекол. При описании строения горных пород пользуются понятиями структура и текстура.
- **Структура** отражает те черты строения породы, которые определяются степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами и формой минеральных зерен. Детальное изучение структуры магматических пород возможно только под микроскопом.
- **Текстура** характеризует расположение минеральных зерен и их агрегатов в пространстве. Текстурные особенности, наоборот, лучше видны невооруженным глазом, в образце или в обнажении.

# Структуры интрузивных и эффузивных пород

По степени кристалличности выделяют: 1) *стекловатую*, 2) *полнокристаллическую* и 3) *неполнокристаллическую* структуры, которые соответственно относятся к породам, состоящим из: вулканического стекла, кристаллических фаз и сочетания стекла и кристаллов.

По крупности зерен различают *крупнозернистую* (размер зерен более 5 мм), *среднезернистую* (размер 1–5 мм), *мелкозернистую* (размер 0.1–1.0 мм) структуры. Породы, сложенные особенно крупными кристаллами, которые измеряются сантиметрами, называют *грубозернистыми*, *гигантозернистыми* или *пегматоидными*. Во всех этих случаях отдельные зерна различимы невооруженным глазом, поэтому перечисленные структуры относят к *явнокристаллическим*. Им противопоставляется *афанитовая* структура, при которой зерна на глаз неразличимы. Под микроскопом афанитовые породы могут оказаться *микрозернистыми* (размер зерен менее 0.1 мм), *стекловатыми* или *неполнокристаллическими*.

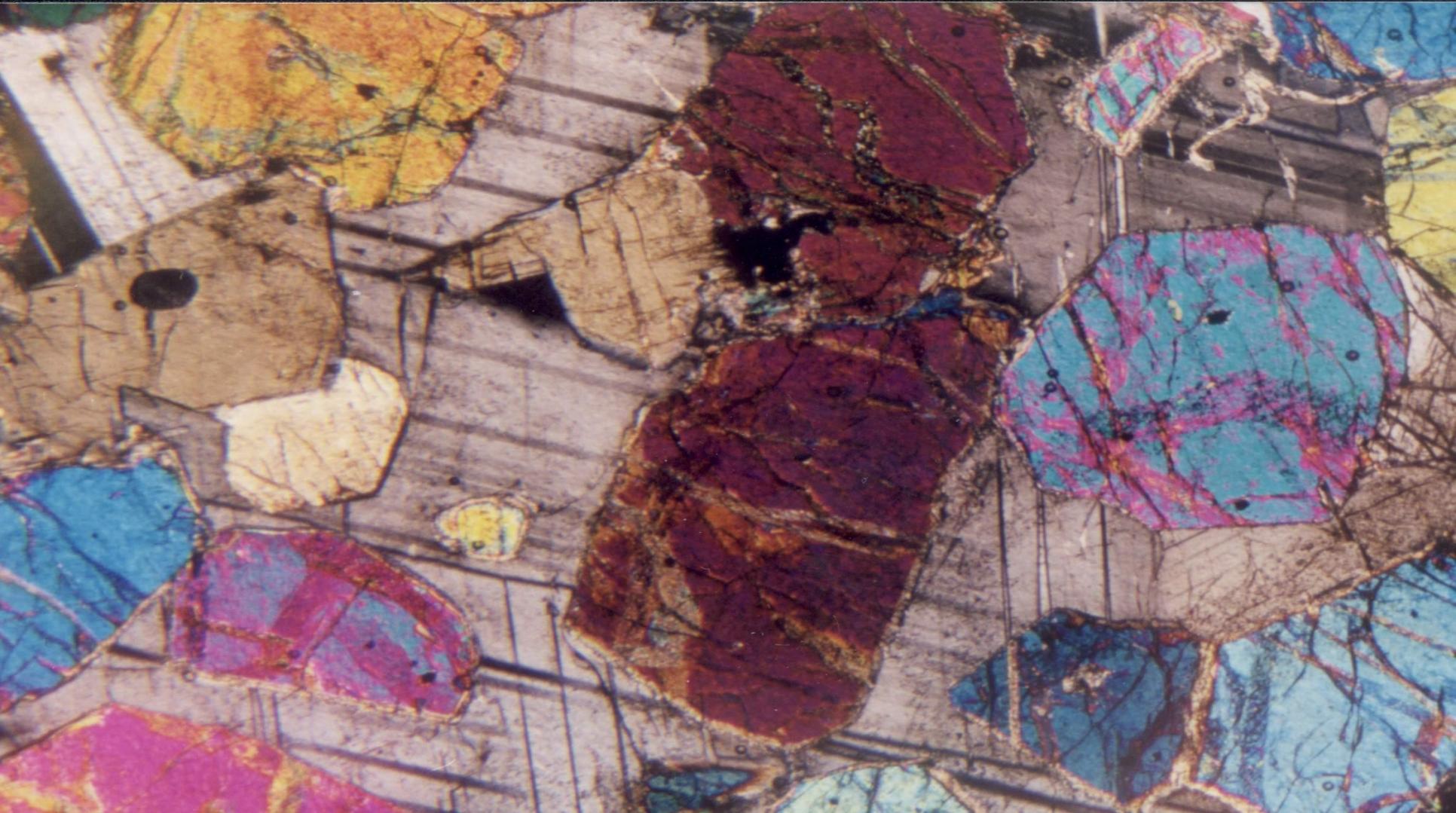


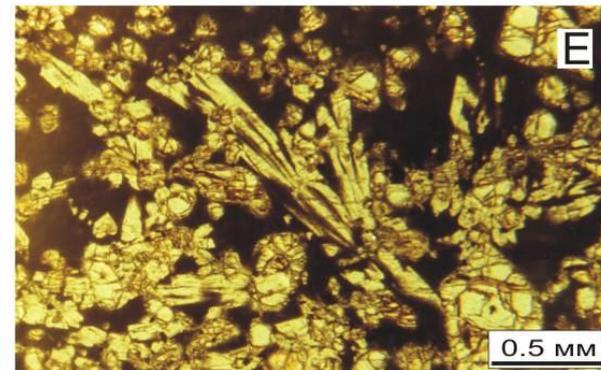
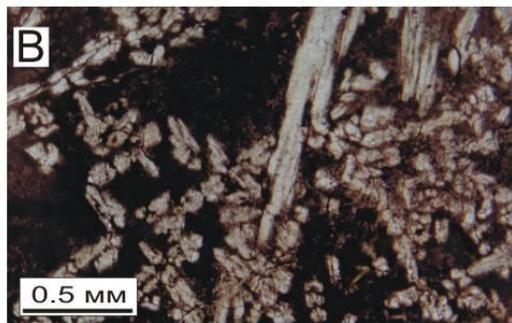
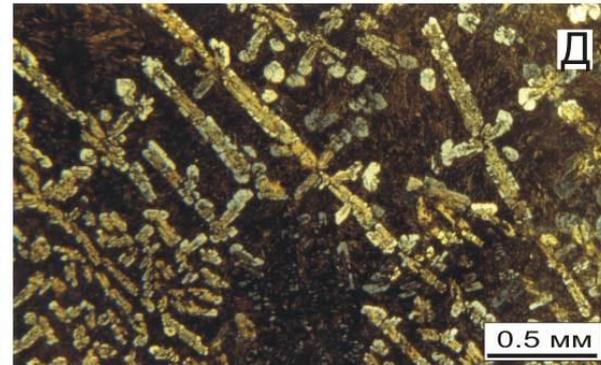
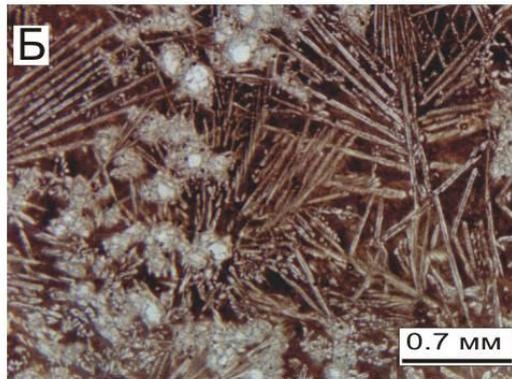
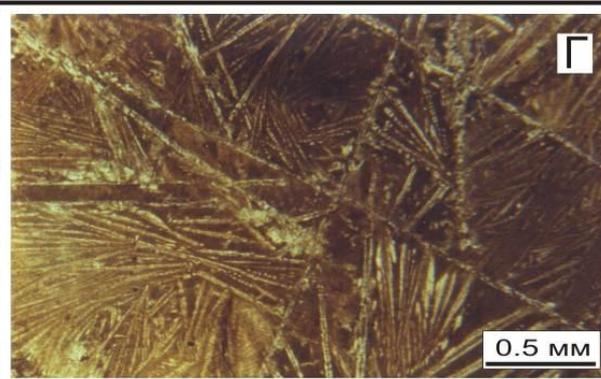
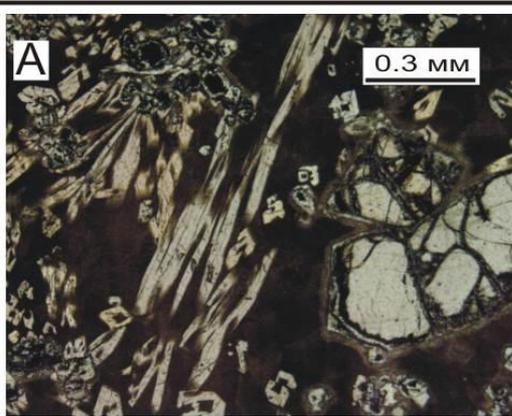
*Рис. 1.4.* Порфировая структура. Вкрапленник плагиоклаза резко выделяется на фоне афанитовой основной массы. Николи скрещены, размер вкрапленника 2 мм

По относительным размерам зерен выделяют *равномерно-* и *неравномернозернистую* структуры. Если в лаве имеются более крупные кристаллы, которые резко выделяются по размерам на фоне окружающей минеральной массы, то их рассматривают как *вкрапленники*, или *фенокристаллы*, а цементирующий материал как *основную массу*, или *базис*.

В тех случаях, когда вкрапленники выделяются на фоне афанитовой основной массы, говорят о *порфировой* структуре. Если крупные кристаллы погружены в агрегат ясно различимых зерен меньшего размера, структуру называют *порфировидной*. Породы с афанитовой структурой, лишенные вкрапленников, называют *афировыми*.

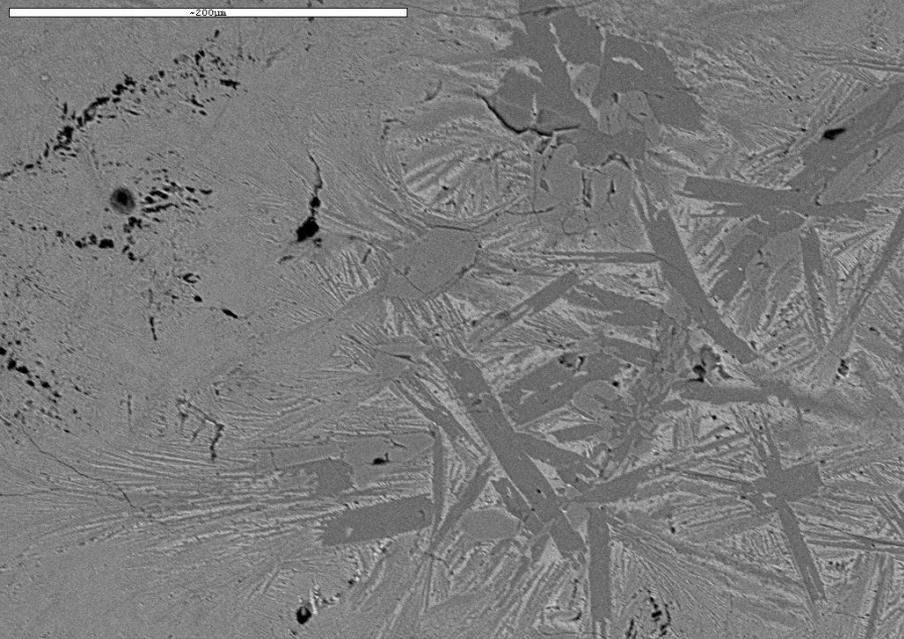
Важным элементом структуры является степень совершенства минеральных зерен. Кристаллы, имеющие собственные кристаллографические очертания, называют **идиоморфными**. Им противопоставляются **ксеноморфные**, или **аллотриоморфные** зерна, которые не имеют правильных кристаллографических форм. Ксеноморфные зерна часто заполняют промежутки между идиоморфными кристаллами. Оливин-ортопироксеновый кумулат; интерстициальный материал представлен плагиоклазом и клинопироксеном (Мончегорский плутон, Кольский п-ов)



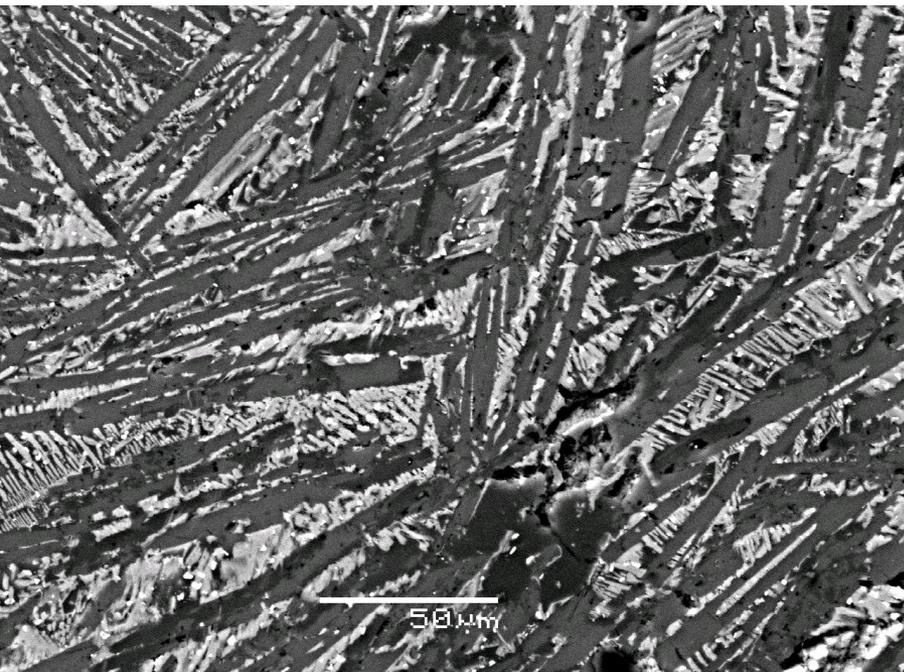


**Затвердевание лав**, излившихся на поверхность суши или дно моря, происходит очень быстро и по сути дела сводится к закалке расплава. Поэтому для эффузивных пород типичны афанитовые или стекловатые структуры базиса.

Нередко при этом успевают выделиться наиболее высокотемпературные минералы, которые образуют вкрапленники. Такая эффузивная порода имеет порфировую структуру.



Стекловатые эффузивные породы чаще всего возникают при затвердевании наиболее вязких магм (кислого и среднего состава). Если вязкость расплава невелика, то даже при быстрой закалке в основной массе зарождается множество мелких кристаллов. Вначале появляются мелкие зародыши кристаллов – **кристаллиты**. А затем уже из них образуются **микролиты** - мелкие кристаллы плагиоклаза, пироксена и других минералов, которые обычно содержатся в базисе вулканических пород.



Кристаллизация магмы в крупных интрузивных камерах протекает в течение длительного времени, достаточного для образования полнокристаллических более или менее равномернозернистых структур.



- **Скорость охлаждения** магматических тел определяется не столько глубиной их залегания, сколько размерами. Поэтому структура кристаллического агрегата прежде всего зависит от размера магматических тел и состава расплава, а не глубины, на которой происходит кристаллизация. Так, режим охлаждения маломощных даек и силлов, залегающих на глубине нескольких километров, мало чем отличается от остывания лавовых потоков на поверхности Земли. Соответственно, и структура пород, слагающих силлы и дайки, во многих случаях почти не отличается от строения эффузивов.
- Учитывая это обстоятельство, интрузивные породы делят на два класса: **плутонические** и **жильные**. Первые слагают интрузивные тела больших размеров и обладают полнокристаллическими зернистыми структурами. Вторые залегают в виде небольших интрузивных тел, чаще всего даек. Будучи интрузивными по условиям залегания, жильные породы отличаются мелко- и тонкозернистым, иногда неполнокристаллическим строением.

# КСЕНОЛИТЫ

- При подъеме магм к поверхности расплавы захватывают **ксенолиты** (от греч. *xenox* – чужой + *lithos* – камень) -- обломки боковых или перекрывающих пород. Некоторые расплавы содержат кристаллические включения глубинного вещества, вынесенные из мантии; по ним можно судить о веществе в зоне магмообразования. Особенно ценна информация, содержащаяся в ксенолитах в кимберлитовых трубках, которые дренируют литосферу до глубин 150-230 км. Никакого другого способа добыть образцы вещества с таких глубин не существует.
- Кроме того, магматические породы могут содержать родственные кристаллические включения, которые образуются в процессе затвердевания самой расплава, на ранней стадии его кристаллизации, так называемые **автолиты**. Обычно это фрагменты вещества из уже затвердевших частей магматических очагов.

# Ксенолиты нижнекоровых пород в трубке взрыва о-ва Еловый, Белое море



# Текстуры и структуры интрузивных и эффузивных пород

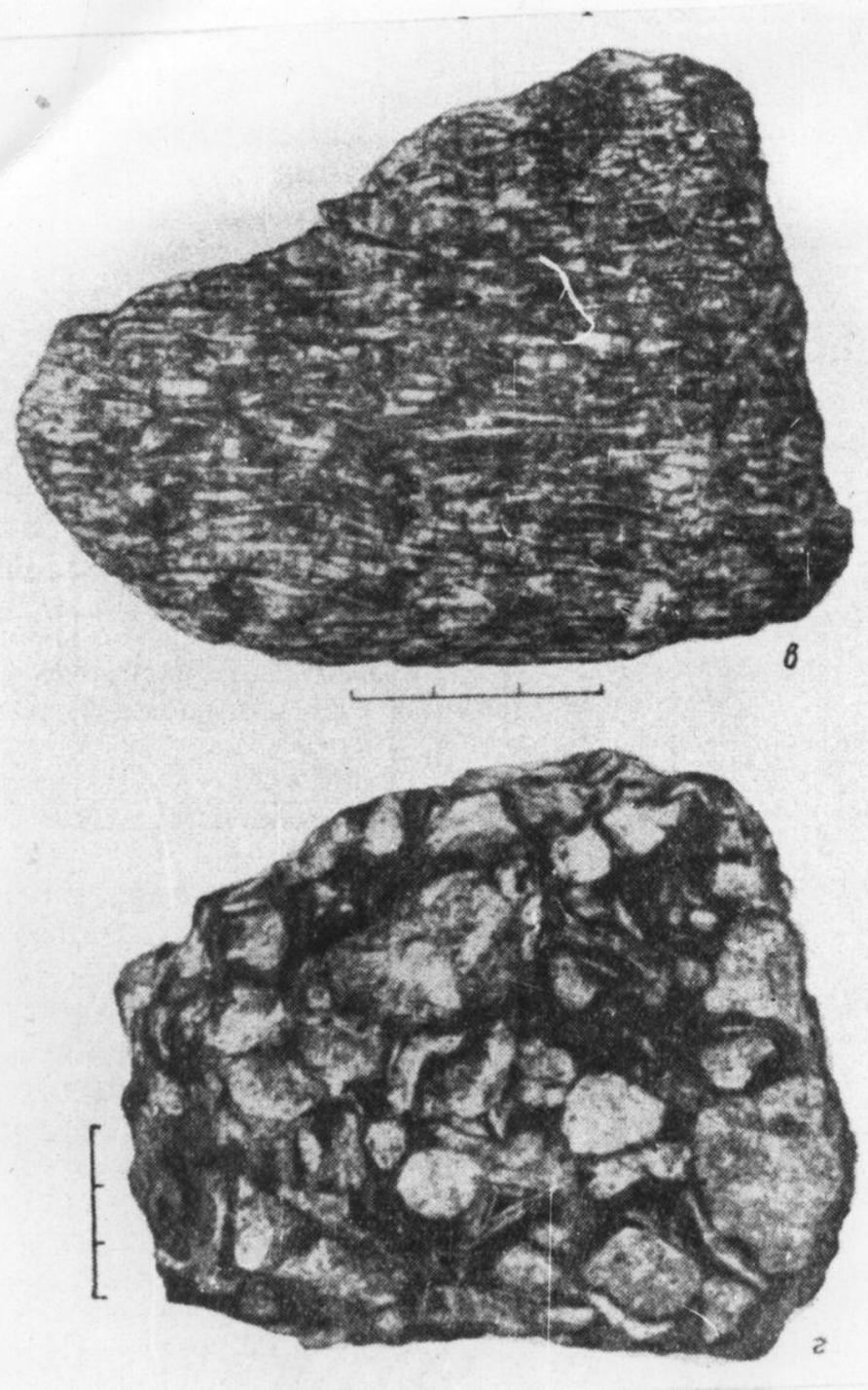
Как я говорил, в геологии под *текстурой* пород понимается распределение минералов в пространстве, а также в пространственная ориентировка минеральных зерен, т.е. то, что мы можем увидеть в образце. Структура же - это соотношения минералов, которые мы можем увидеть в шлифе, под микроскопом..

**Массивная** (однородная) текстура отличается равномерным распределением всех минералов и их агрегатов в объеме породы и отсутствием преобладающей ориентировки каких-либо кристаллов.

**Пятнистая** текстура характеризует наличие скоплений тех или иных минералов в виде более или менее изометричных пятен. Такие скопления часто образованы цветными минералами (пироксенами, амфиболами, биотитом). Темные пятна, обогащенные этими минералами, выделяются на более светлом фоне, где преобладают светлоцветные минералы. Скопления цветных минералов, которые имеют несколько вытянутую или линзовидную форму, называют **шпирами** (шлировая текстура).

- **Расслоенная** текстура обусловлена чередованием слоев магматических интрузивных пород различного минерального состава или строения. Толщина слоев обычно варьирует от миллиметров до десятков сантиметров и более. Примером могут служить габбро с чередованием слоев, обогащенных плагиоклазом и пироксеном. В некоторых интрузивных телах наблюдается повторяющееся ритмичное чередование слоев разного состава в интервалах, измеряемых десятками и сотнями метров (ритмичная расслоенность).





- В расслоенных интрузивных породах часто проявлена **директивная текстура**. Она выражается в плоскостной (**трахитоидность**) или линейной (**линейность**) ориентировке тех или иных минеральных зерен. Эта текстура отчетлива в породах, которые содержат минералы игольчатой (роговая обманка и др.), листоватой (слюды) или таблитчатой (полевые шпаты, пироксены) формы.



Figure 11.31  
Vesicular basalt.



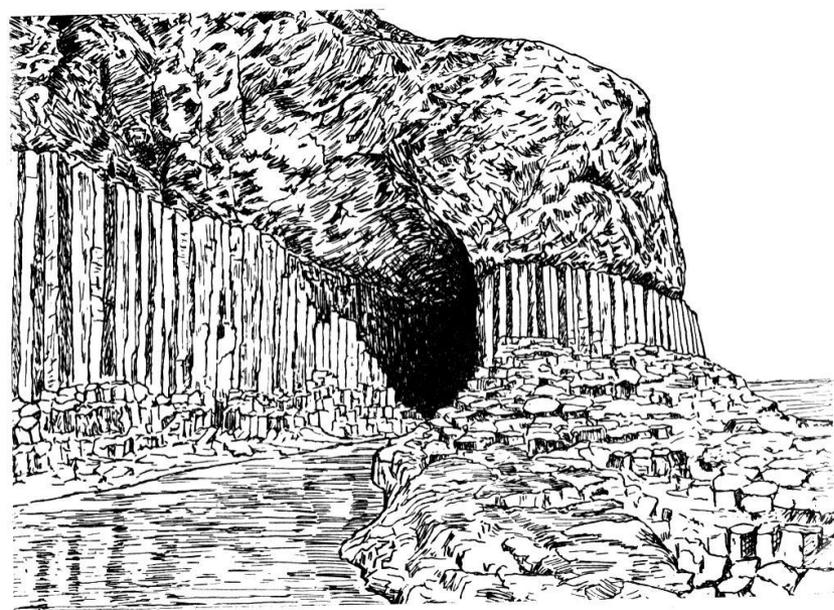
Figure 11.32  
Pumice.

- Важные текстурные особенности магматических пород связаны с наличием в них пустот, возникающих в результате выделения газа из расплавов. Широко развиты пористые лавы с **пузыристой текстурой**, в том числе **шлаки** и **пемзы** - вспененные лавы, состоящие из множества пустот, разделенных тонкими перегородками.
- Если пустоты, оставшиеся от газовых пузырьков, заполнены вторичными минералами (халцедоном, кальцитом, хлоритом и др.), то возникает **миндалекаменная** текстура.

# ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ

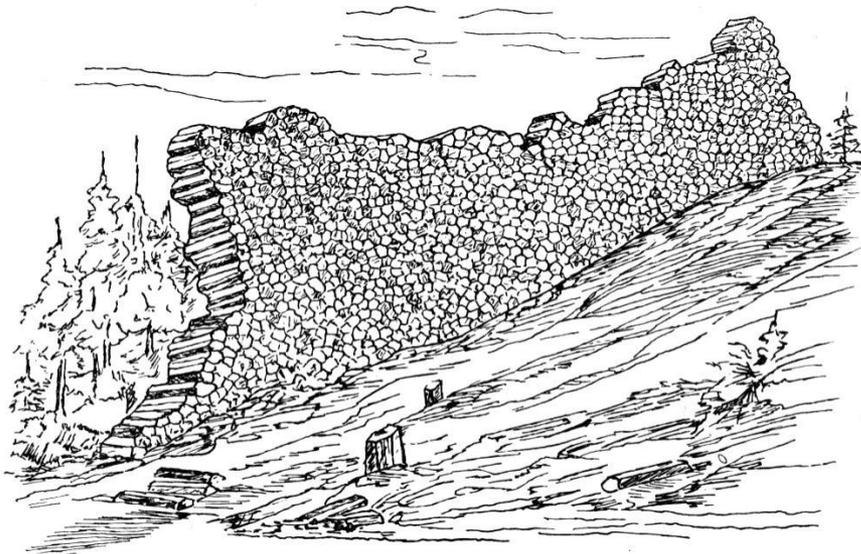
Четвертичный лавовый поток; видны шлаковые вулканы на поверхности плато. Предгорья возвышенности Джебель-Араб, Сирия





- При затвердевании базальтовых лав, излившихся на поверхности, в них иногда возникает **столбчатая отдельность** - они растрескиваются в форме шестигранных столбов. Фрагмент такого столба есть у нас на втором этаже, можете посмотреть. Более того, иногда такая отдельность, но субгоризонтальная, может наблюдаться и в дайках.
- Природа такой отдельности сейчас неясна, скорее всего она связана с конвекцией.

Фиг. 31. Столбчатая отдельность в базальтах. Фингалова пещера на острове Стаффа, Западная Шотландия. По Неймайеру, 1904.



Фиг. 29. Столбчатая отдельность у дайки базальта «Чортова стена» в Ошице, Чехия.



Фиг. 32. Столбчатая отдельность. Базальтовый столб на острове св. Елены

В отличие от столбчатой отдельности в потоках или покровах, столбы располагаются здесь горизонтально и выход дайки имеет вид поленицы.

# Расслоенные интрузивы

Благодаря хорошо различимым в поле текстурам, расслоенные интрузивы являются важнейшим объектом для изучения **внутренней структуры** интрузивных комплексов. Это позволяет понять, какие именно физические и физико-химические законы определяли их внутреннее строение, как происходили процессы накопления и дифференциации магм в промежуточных очагах магматических систем, какие еще факторы влияли на формирование интрузивов.

**Расслоенные интрузивы можно уподобить тиглю петролога-экспериментатора**, только неизмеримо большего размера. При этом вследствие огромных масштабов, в интрузиве выявляются новые соотношения, новые особенности реального протекания крупномасштабных процессов в природе, которые не удастся установить в лабораторных условиях.



- Расслоенные интрузивы, известные во многих местах, имеют различную форму и размеры. Они различаются и по составу, но особенно распространены массивы основных и ультраосновных пород, нижние части разреза которых образованы перидотитами и пироксенитами, а верхние – различными габброидами и анортозитами. Часть из них представлена лополитами, другие имеют воронкообразную форму, третьи слагают дайкообразные тела, четвертые обнажены в виде пластообразных (силлобразных) интрузивов.
- Некоторые докембрийские плутоны имеют очень крупные размеры. Например, Бушвельдский лополит в Южной Африке (возраст ~2 млрд. лет) достигает 400 км в поперечнике, а его объем составляет около 100000 км<sup>3</sup>; массив Стиллуотер в Скалистых горах на западе США (возраст 2.7 млрд лет) прослежен на расстоянии более 50 км, его объем оценивается в 10000 км<sup>3</sup>. Крупнейший в Европе Бураковский плутон в Южной Карелии имеет площадь около 720 км<sup>2</sup>, а Мончегорский комплекс (возраст 2.5 млрд. лет) на Кольском полуострове - около 550 км<sup>2</sup>.
- Но, конечно, преобладают массивы более скромных размеров, площадью в первые сотни-десятки квадратных километров.

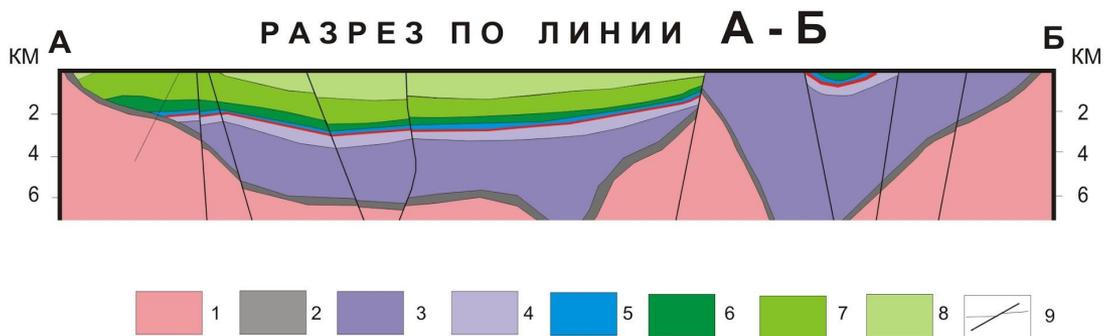
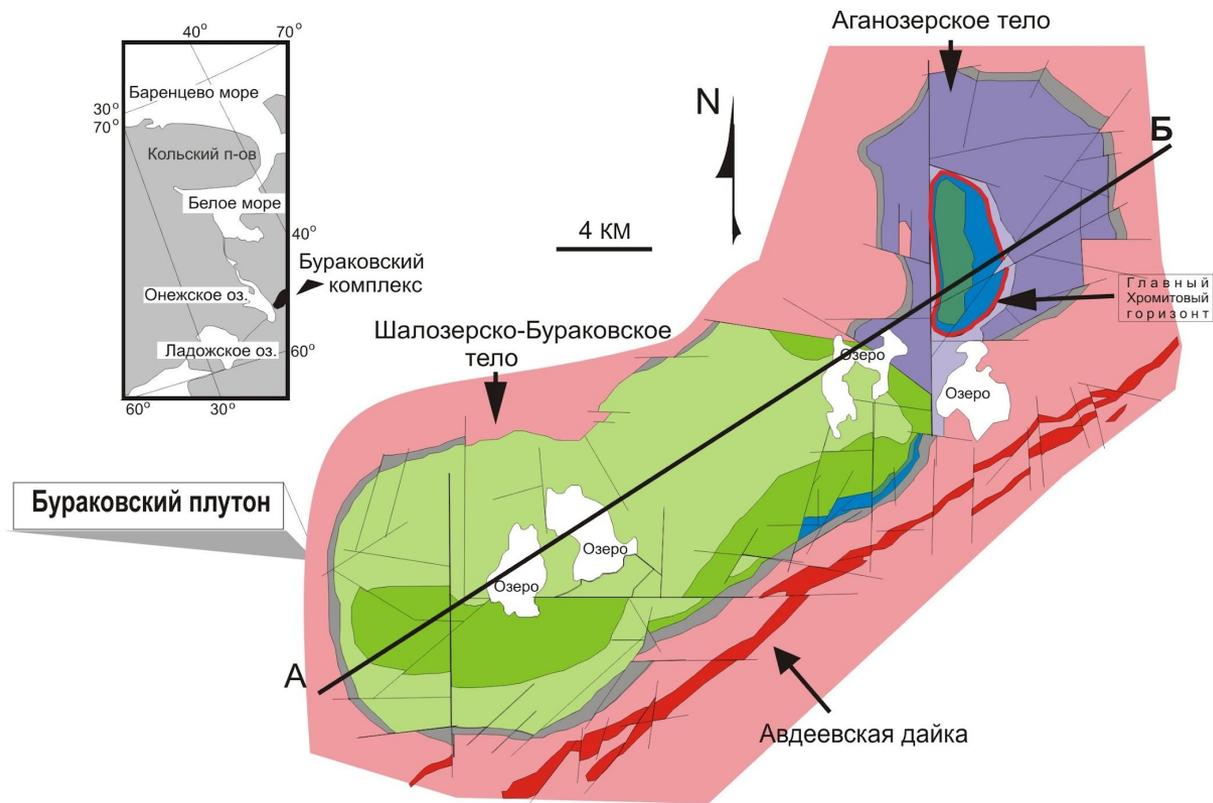
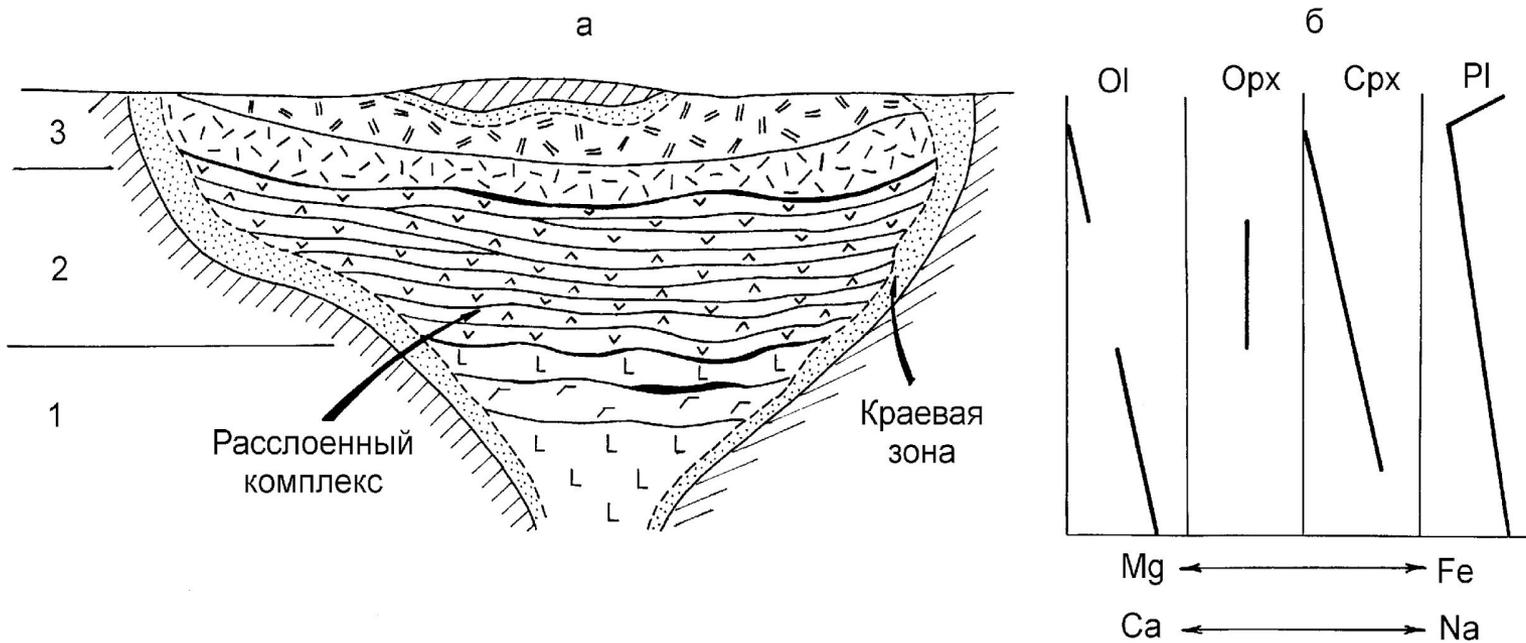


Рис. Схема геологического строения Бураковского плутона.

1 - вмещающие архейские породы; 2 - краевая серия плутона; 3-8 - расслоенная серия: 3 и 4 - дунитовая и перидотитовая подзоны ультраосновной зоны, 5 - пироксенитовая зона, 6 - габброноритовая зона, 7 - зона пикзонитовых габброноритов, 8 - зона

- Интерес к расслоенным массивам определяется и тем, что некоторые слои в них могут представлять собой крупнейшие месторождения, например, платиноидов, такие как знаменитый слой (риф) Меренского в Бушвельде или риф J-M в Стиллутере. Кроме того, с ними часто связаны крупные месторождения хромитов и сульфидных медно-никелевых руд. Внутренняя расслоенность видна также и в мелких силлах мощностью в десятки--первые сотни метров. Из них наиболее известны интрузивы района г. Норильска в Восточной Сибири, содержащие одно из крупнейших в мире месторождение сульфидных медно-никелевых руд и платиноидов.
- Внутреннее строение расслоенных плутонов не оставляет сомнения в том, что их гетерогенность связана с кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы, т.е. изменения состава расплава за счет выделения высокотемпературных минералов..
- Явление первичной магматической расслоенности не ограничивается только мафит-ультрамафитовыми интрузивами - оно типично и для многих щелочных массивов, например, огромного Ловозерского интрузива нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове, а также иногда устанавливается и в гранитах.



- Характерной особенностью расслоенных плутонов является их воронкообразная форма и автономное по отношению к контактам внутреннее строение. Вдоль контактов прослеживаются **краевые зоны** мощностью от нескольких десятков до 200–300 м, сложенные мелкозернистыми породами, которые образовались при быстром затвердевании исходного магматического расплава. Внутренняя часть плутонов образована **расслоенной серией**, где в большинстве случаев слои залегают почти горизонтально и дискордантны по отношению к крутым боковым контактам и краевым зонам закалки.
- Различают три главных элемента расслоенности: 1) общую стратификацию (от англ. strata – слой); 2) ритмичную расслоенность; 3) скрытую расслоенность.
- **Общая стратификация** выражается в наличии зон разного состава, последовательно сменяющих друг друга по вертикали. В нижней части мафит-ультрамафитовых плутонов часто залегают перидотиты и пироксениты, которые верх по разрезу сменяются габброидами. Ранее считалось, что это связано с гравитационным осаждением более плотных минералов.

**Ритмичная расслоенность** выражена в закономерном чередовании параллельных или почти параллельных слоев разного состава мощностью от долей сантиметра до 1–2 м. Ранее считалось, что такое чередование слоев связано с гравитационной дифференциацией, т.е. сортировкой зерен по размеру и плотности в кристаллизующемся расплаве.

Однако детальные исследования расслоенных магматических пород показали, что такой сортировки не было. Сейчас подобные текстуры рассматриваются как пример диссипативных структур, возникающих в результате несогласованности теплофизических и диффузионных процессов на фронте начала затвердевания интрузивов.

**Скрытая расслоенность** выражается в закономерном изменении состава одних и тех же минералов по вертикали. В нижних частях расслоенных плутонов сконцентрированы наиболее магнезиальные оливины и пироксены, а также самые кальциевые плагиоклазы. Вверх по разрезу оливины и пироксены становятся все более железистыми, а плагиоклаз - все более натровым, т.е. более высокотемпературные фазы сменяются более низкотемпературными. Это свидетельствует о том, что затвердевание интрузивов происходило постепенно снизу вверх.



# Текстуры оползания

- Среди расслоенных интрузивных пород местами встречаются текстуры оползания осадка кристаллов, напоминающие подобные текстуры в осадочных породах, где происходит оползание полужидкого осадка по слабо наклонному дну бассейна.
- Вот как выглядят эти текстуры в расслоенном интрузиве габбро-диоритов о-ва Крамерс в Шотландии. Только здесь в оползание вовлекался осадок кристаллов на временном дне магматической камеры.
- Мощность текстур оползания в расслоенных интрузивах обычно не превышает 3-4 м. Это позволяет оценить мощность зоны кристаллизации, которая не превышала эту величину.



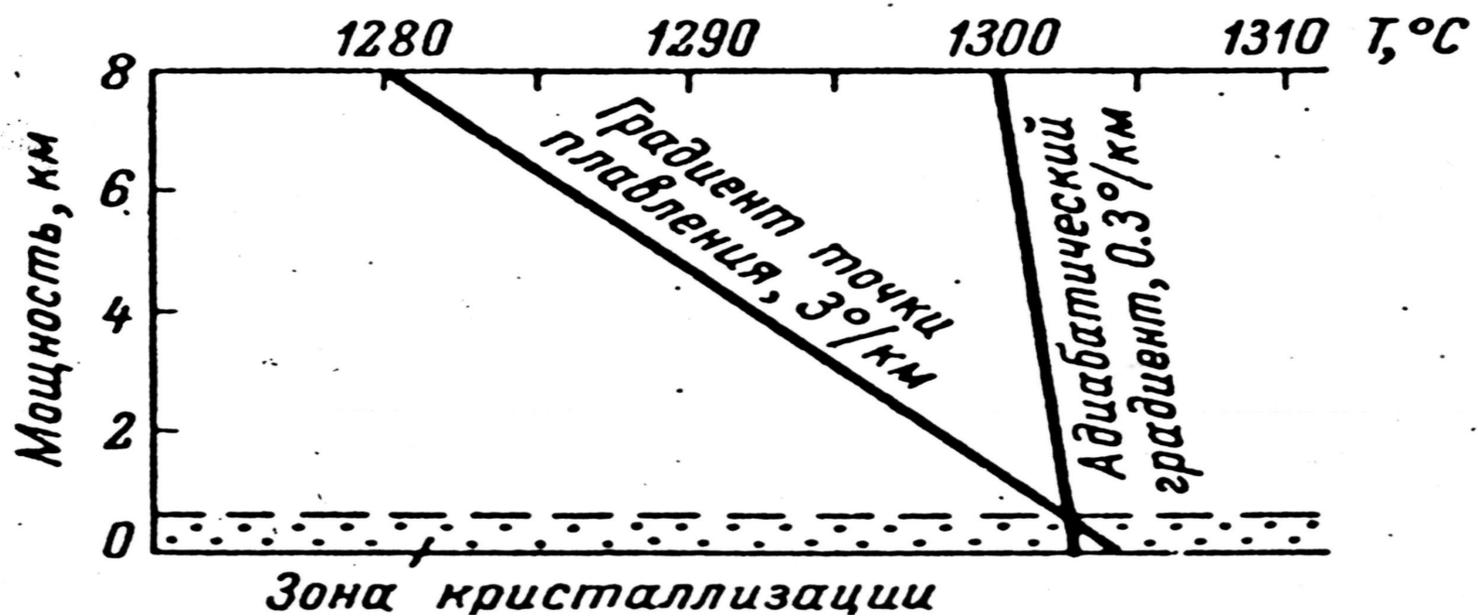
Figure 31. Convoluted layering in MZ, Kramers Island. The indicated drag direction is downdip.



Figure 32. Strongly convoluted layering in MZ on Kramers Island. Note the planar layers both above and below.

Текстура оползания полужидкого осадка кристаллов  
Мончегорский плутон, Кольский п-в





Как происходит затвердевание крупных интрузивов? Почему их внутренние части имеют автономную по отношению к контактам внутреннюю структуру, а их затвердевание происходило снизу вверх? Это связывается с крупными размерами магматических очагов, когда начинают играть роль уже масштабы процесса, а именно различия в величинах **адиабатического градиента**, т.е. минимальной разницей температур, при которой начинается конвекция, и **градиента температуры точки плавления**, то есть увеличения температуры плавления за счет давления столба жидкости.

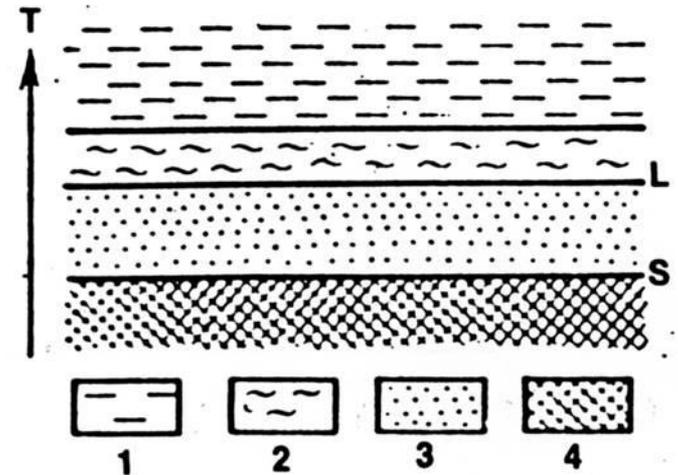
Поскольку величина градиента температуры точки плавления на порядок больше адиабатического, расплав в верхней части камеры перегрет относительно ликвидуса, и кристаллизация возможна только у временного дна камеры, поднимающегося по мере ее затвердевания.

# Зона кристаллизации

Как выглядела эта зона кристаллизации? Ее верхняя кромка (**фронт начала затвердевания**) соответствовал изотерме ликвидуса главного объема расплава, т.е. начала его кристаллизации. Здесь происходило выделение наиболее высокотемпературных кристаллических фаз, т.е. минералов, выделившихся при температурах ликвидуса. Они составляют 70--75% объема зоны кристаллизации.

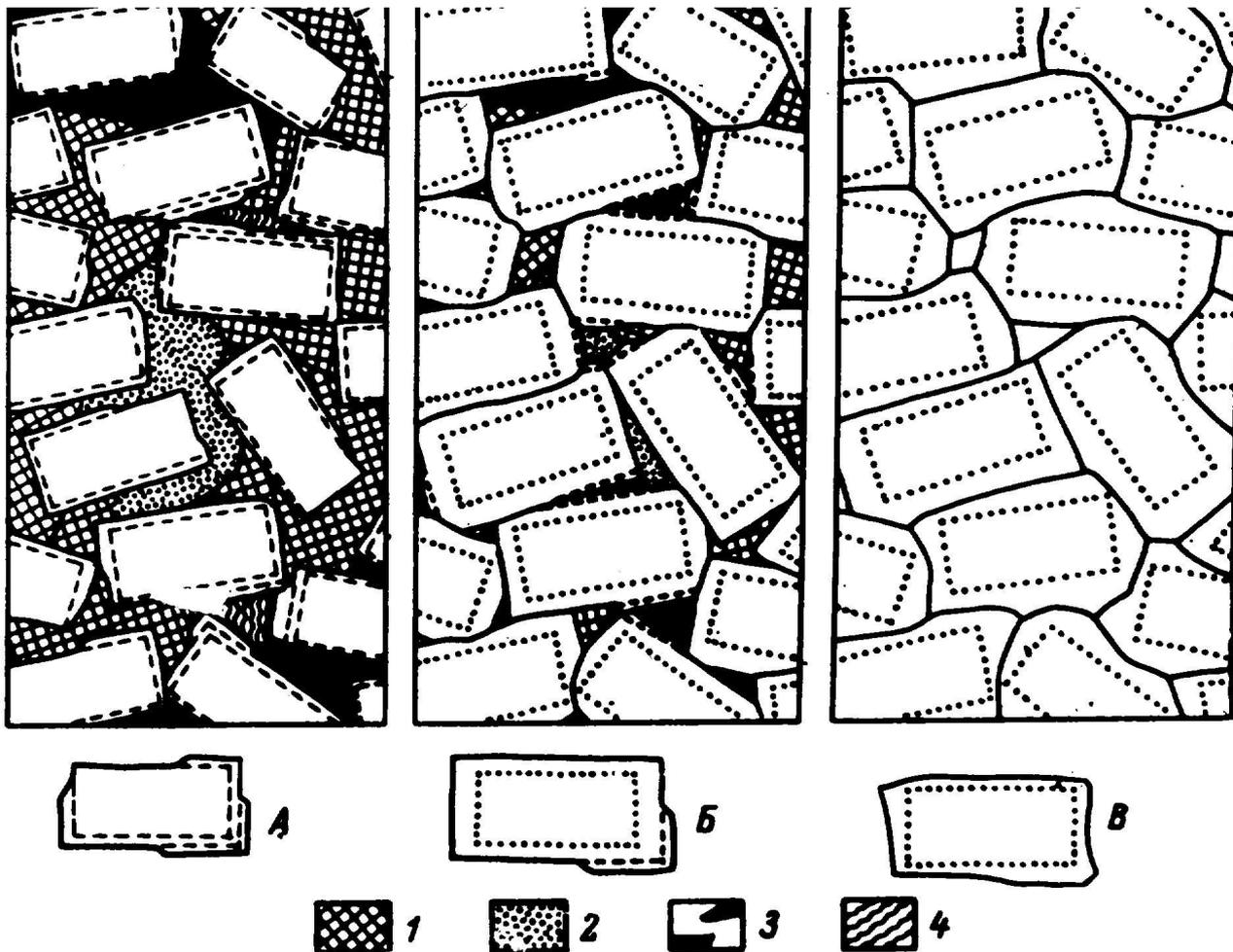
Нижняя кромка этой зоны (**фронт конца затвердевания**) соответствовала изотерме солидуса остаточной межзерновой жидкости. Толщина зоны кристаллизации обычно не превышает 3-4 м.

Остаточный расплав выталкивается из зоны кристаллизации растущими кристаллами и накапливается перед фронтом начала затвердевания, образуя **диффузионную зону**, где путем диффузии происходит массообмен между зоной кристаллизации и главным объемом расплава, состав которого постоянно выравнивается конвекцией.



- Строение зоны кристаллизации:
- 1 – расплав; 2 – диффузионный слой; 3 – зона кристаллизации; 4 – полностью затвердевшая порода.
- L – изотерма ликвидуса; S – изотерма солидуса

Соответственно, в интрузивных породах, образовавшихся после прохождения зоны кристаллизации, наблюдаются **две группы зерен**: минералы **кумуляса**, представленные относительно идиоморфными кристаллами (ликвидусными фазами) и расположенные между ними ксеноморфные зерна **интеркумуляса**—минералы солидуса (межзерновой расплав).



По мере затвердевания главного объема расплава в главной зоне кристаллизации зона кристаллизации смещается кверху. В зоне закаливания (4) кристаллы, выходящие из расплава, вытесняются в главный объем расплава, который перемешивался конвекцией, обеспечивая ее однородность.

Постоянное удаление из магмы наиболее высокотемпературных фаз и ее обогащение остаточным расплавом приводило к изменению состава магмы в интрузивной камере и последовательной смене выделяющихся ассоциаций твердых фаз (минералов кумулуса), каждая из которых отвечала одной из котектик соответствующей физико-химической системы.

В итоге формировались слои кумулатов разного состава, закономерно сменявшие друг друга по вертикали, обеспечивая расслоенность плутона. По существу, разрез расслоенных интрузивов представляет собой разогнанную по вертикали последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходного расплава наподобие ректификационной колонки.

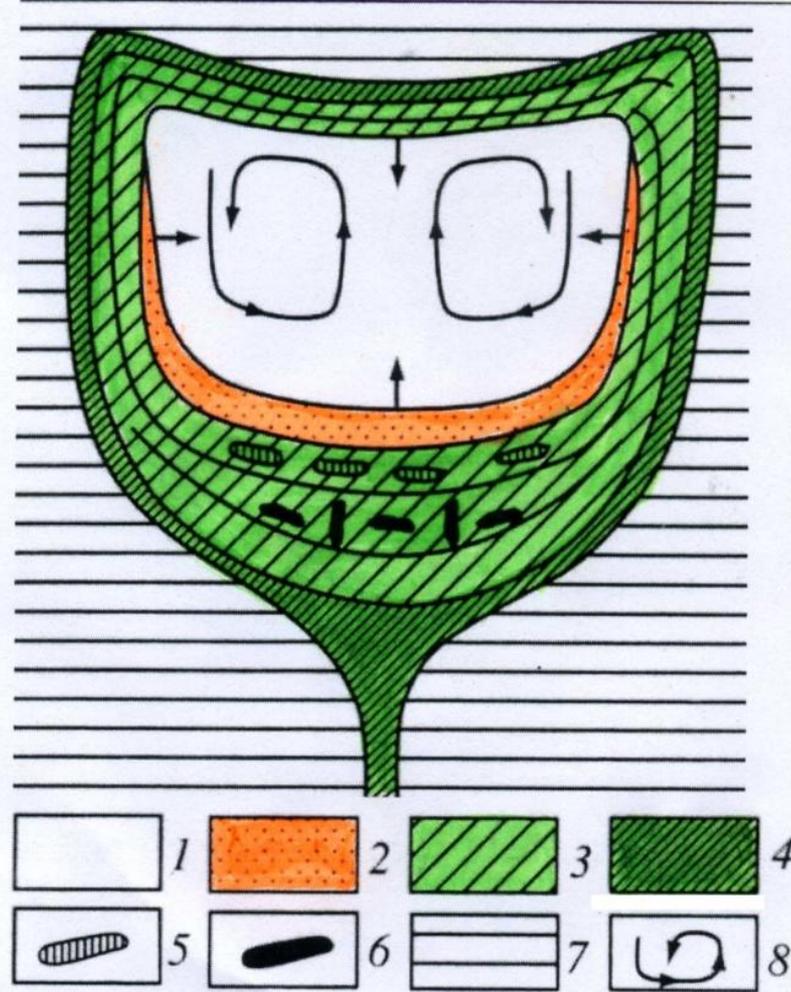


Схема затвердевания крупного расслоенного интрузива

1 – главный объем расплава; 2 – зона кристаллизации; 3 – затвердевшие части интрузива; 4 – зона закалки; 5 – линзы остаточного расплава; 6 – жильные породы; 7 – вмещающие породы; 8 – конвективные токи; Прямые линии показывают направление движений фронта затвердевания.

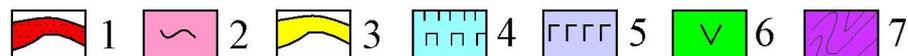
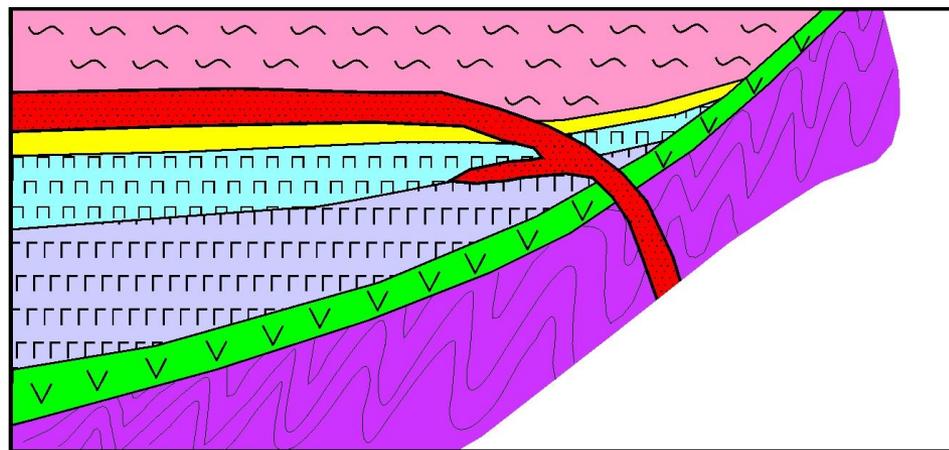
1 – порция свежего расплава, 2 – главный объем расплава, 3 – зона кристаллизации: 4 – ортопироксеновый кумулат; 5 – перидотитовый кумулат; 6 – зона закалки; 7 – вмещающие породы.

Если бы интрузивы являлись закрытыми системами с жесткой крышкой, то они могли бы вести себя как отливка в изложнице, последовательность их кумулатов могла бы быть описана в рамках закрытой системы. К сожалению, это не так – интрузивы, особенно крупные, являются открытыми системами, и периодически в них поступают новые порции расплавов, часть из которых может являться рудоносными.

Они обычно более плотные и растекаются по временному дну камеры, оттесняя старый расплав наверх и приводя к нарушениям кумулятивной стратиграфии.

С пульсами связано появление самостоятельных горизонтов, так называемых рудоносных рифов, например, уже упоминавшегося рифа Меренского в Бушвельдском интрузиве.

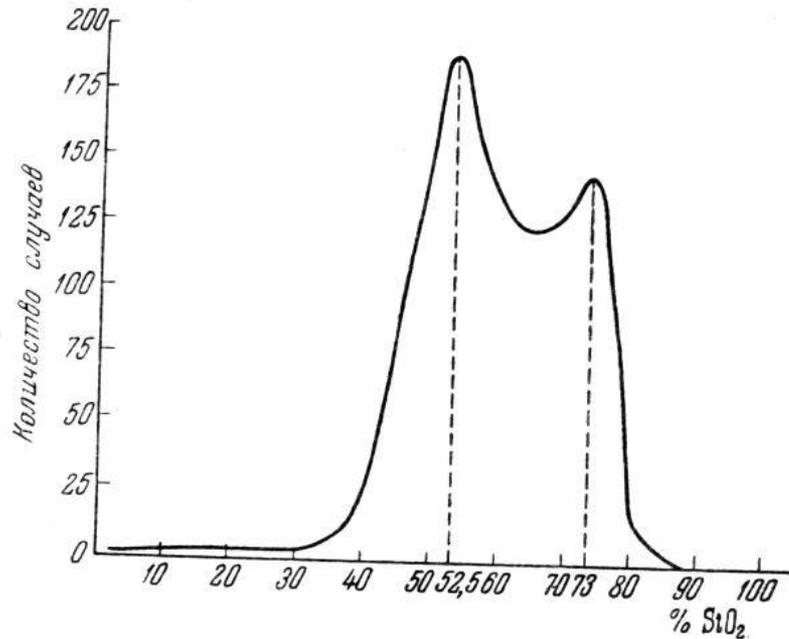
Таким образом, интрузивы являются промежуточными очагами магматических систем, где происходят процессы накопления расплавов, их кристаллизационной дифференциации, а также смешения новых и старых, эволюционированных магм в интрузивных камерах.



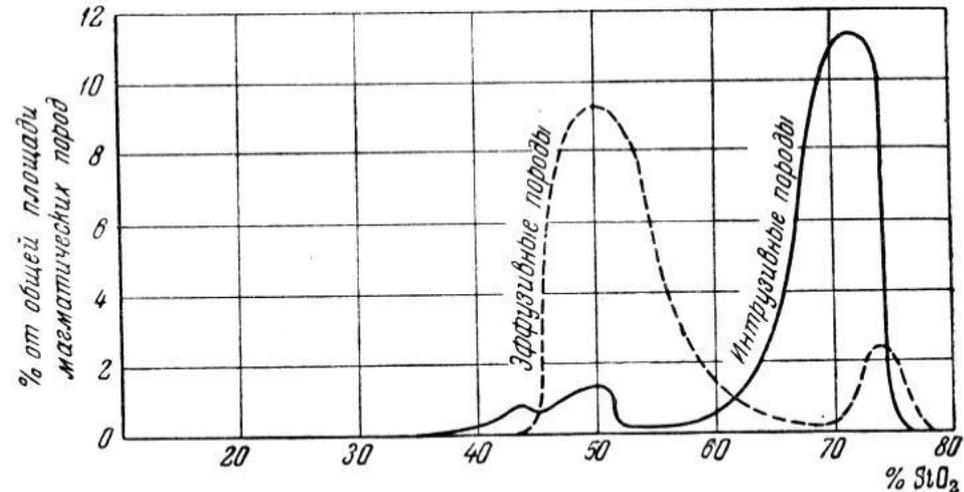
1 – порция свежего расплава, 2 – главный объем расплава, 3 – зона кристаллизации: 4 – ортопироксеновый кумулат; 5 – перидотитовый кумулат; 6 – зона закалки; 7 – вмещающие породы.

## • Распространенность магматических пород

Если нанести на любую классификационную диаграмму достаточно много точек, отвечающих составам магматических пород, то все выделенные на диаграммах поля окажутся заполненными, но плотность точек будет неравномерной вследствие неодинаковой распространенности пород разного состава. Максимальная плотность точек приурочена к полям основных и кислых пород в ряду нормальной щелочности. Название ряда как раз и отражает наибольшую распространенность изверженных пород с относительно низким суммарным содержанием  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . При этом среди эффузивов самыми распространенными являются базальты (группа основных пород), а среди интрузивных образований - гранодиориты и граниты (группа кислых пород)



Фиг. 49. Кривая распространенности изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по числу химических анализов).



Фиг. 50. Относительная распространенность изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по площади распространения на континентах).

# ВЫВОДЫ

- 1. Магматические горные породы могут присутствовать в форме вулканических, вулканокластических и интрузивных образований.
- 2. Вулканические породы представлены лавовыми потоками. Такая форма наиболее характерна для базальтов, бедных летучими компонентами. Для обогащенных летучими компонентами вязких вулканогенных пород среднего и кислого состава более характерна вулканокластическая форма проявления, связанная с взрывами вулканов.
- 3. Интрузивы представляют собой затвердевшие в толще земной коры очаги магматических расплавов. Их размеры и форма, а также глубина образования сильно варьируют.
- 4. Малоглубинные (гипабиссальные, или субвулканические) тела представлены небольшими пластинообразными телами. Среди них выделяются крутопадающие тела (дайки), являющиеся подводщими каналами извержений, и субгоризонтально залегающие – силлы, представляющие собой малоглубинные магматические очаги под вулканами. К субвулканическим телам также относятся грибообразные лакколиты (например, Кавказских Минеральных Вод), а также вертикальные изометричные штоки – подводщие каналы жерла вулканов,

- 5. Глубинные (абиссальные) интрузивы представлены огромными блюдцеобразными телами (лополитами) и вытянутыми батолитами, продолжающимися на большие глубины. Лополитообразную форму часто имеют крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, формировавшиеся во внутриплитной обстановке. Батолиты имеют преимущественно гранитоидный состав и обычно развиты на активных окраинах континентов. И те, и другие представляют собой затвердевшие промежуточные очаги магматических систем, где происходило накопление и смешение магм, а также их дифференциация.
- 6. При описании строения горных пород пользуются понятиями структура и текстура. **Структура** отражает те черты строения породы, которые определяются степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами и формой минеральных зерен.. Детальное изучение структуры магматических пород возможно только под микроскопом. **Текстура** характеризует расположение минеральных зерен и их агрегатов в пространстве. Тектурные особенности, наоборот, лучше видны невооруженным глазом

- 7. Структуры интрузивных и эффузивных пород различаются по степени кристалличности, крупности зерен, относительным размерам зерен и степени совершенства минеральных зерен. Структуры магматических пород несут важную информацию об условиях затвердевания расплавов и последующим эпигенетическом преобразовании кристаллических агрегатов и стекол.
- 8. По пути к поверхности магмы могут захватывать фрагменты пород со стенок магмовода - ксенолиты. Это могут быть породы с разных глубин, но особый интерес представляют ксенолиты мантийных пород из алмазоносных кимберлитовых трубок, доставленные с глубин 150-230 км. Наблюдаются также ксенолиты родственных пород - автолиты.
- 9. Тектурные особенности горных пород выражаются в распределении минералов в пространстве, а также в пространственной ориентировке минеральных зерен.
- 10. Благодаря своим хорошо различимым в поле текстурам, расслоенные интрузивы являются важнейшим объектом для изучения внутренней структуры и процессов формирования интрузивных комплексов.

- 11. Затвердевание их внутренних частей происходит путем продвижения снизу вверх малоомощной (3-4 м) зоны кристаллизации, верхняя граница которой совпадает с изотермой ликвидуса, а нижняя – солидуса. Благодаря этому из расплава постоянно удаляются наиболее высокотемпературные компоненты, а главный объем расплава, состав которого выравнивается конвекцией, наоборот, обогащается легкоплавкими компонентами. Это периодически приводит к смене минеральных ассоциаций, и тем самым – к появлению расслоенности. Побочным следствием направленного затвердевания является ритмичная расслоенность.
- 12. Интрузивы не являются закрытыми системами, а периодически подпитываются новыми порциями расплава, благодаря чему увеличиваются в размерах.
- 14. Среди магматических горных пород наиболее распространены породы основного и кислого состава нормальной (т.е. низкой щелочности). При этом среди эффузивов самыми распространенными являются базальты (группа основных пород), а среди интрузивных образований - гранодиориты и граниты (группа кислых пород)

- **Минеральный состав** породы характеризуют содержаниями минералов в объемных процентах. На практике определяют не соотношения объемов, занятых разными минералами, а соотношения площадей в шлифах.
- **Первичные** минералы, которые кристаллизуются из расплава, противопоставляются **вторичным** минералам, возникшим в процессе последующих преобразований твердой породы. Первичные минералы подразделяются на **главные, второстепенные и акцессорные**. Содержания главных минералов превышают 5 об.%, второстепенные минералы содержатся в меньшем количестве, а акцессорные минералы слагают единичные зерна. Они противопоставляются **породообразующим** минералам, составляющим основной объем пород (плагиоклаз, пироксен, кварц и др.).

- **Принципы классификации магматических пород**
- Известны сотни названий магматических пород разного состава. Большая часть пород названа по той местности, где они были впервые описаны. Сохранились и некоторые названия, которые употреблялись в древности рудокопами. Значение терминов раскрывается в петрографических словарях.
- В настоящее время для классификации полнокристаллических интрузивных пород используется их **модальный минеральный состав**. Систематика же **полукристаллических и стекловатых вулканических пород** возможна лишь на химической основе. В связи с этим рекомендуется использовать две группы классификационных схем. Одна из них основана на модальном минеральном составе и применима преимущественно для интрузивных пород, а другая имеет в основе химический состав и используется для систематики тех вулканитов, для которых нельзя установить количества слагающих их минералов.

- **Классификация магматических пород по модальному минеральному составу**
- Вообще говоря, в основу систематики магматических горных пород можно положить содержания любого из присутствующих в них оксидов. Самыми распространенными являются классификации в координатах:  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , которые и используются для унификации номенклатуры горных пород. При дальнейшей детализации классификационных схем принимаются во внимание содержания и других оксидов.

- Диаграмма  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  использована для классификации всех магматических горных пород - как вулканических, так и интрузивных.

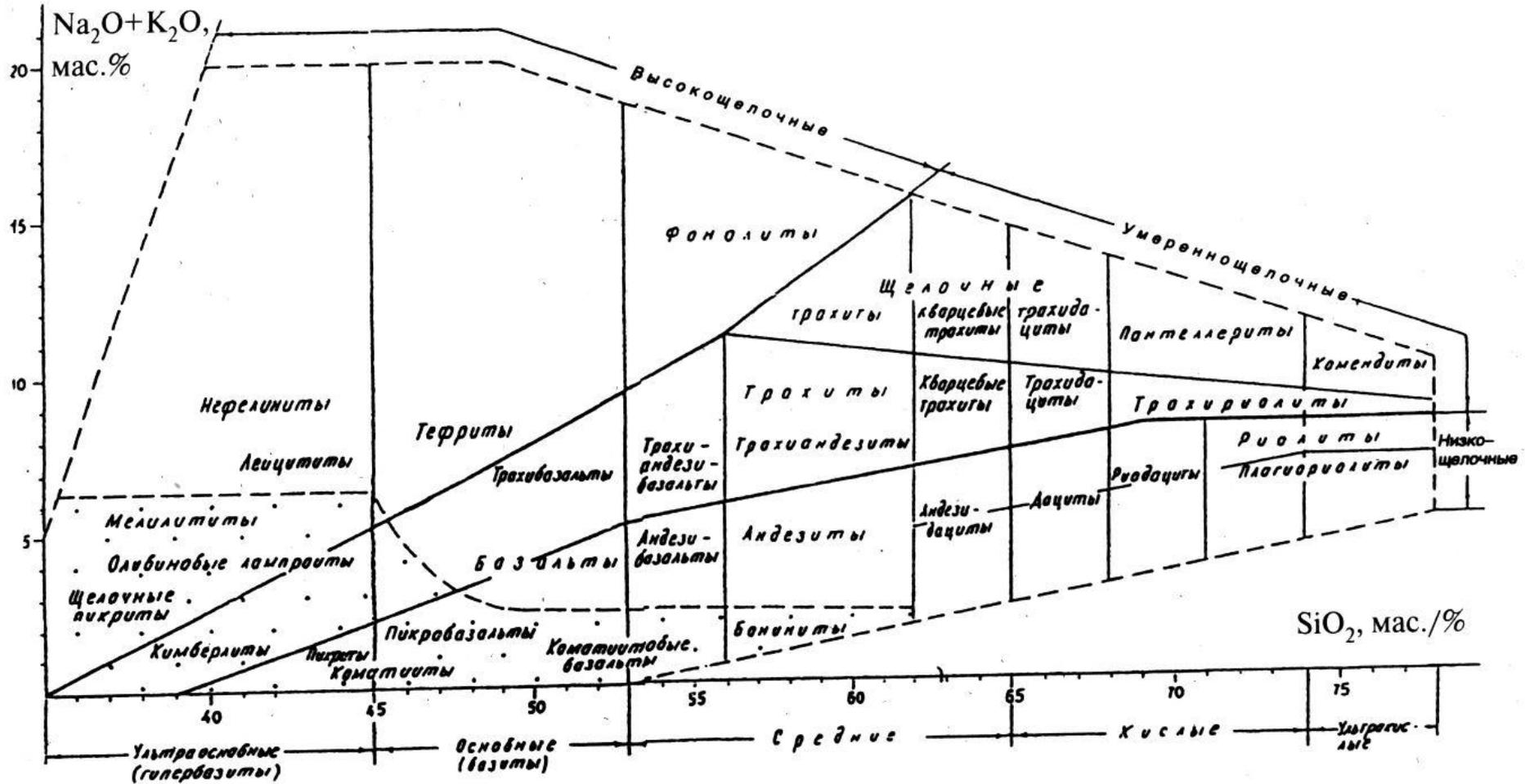


Рис. 2.5. Классификация вулканических пород, принятая в учебнике  
 Точки — поле ультрамафических ( $\text{MgO} > 18$  мас.%) и мафических ( $10\% < \text{MgO} < 18\%$ ) пород

- Классификация основана на первичных химических анализах без предварительного их пересчета на 100% сухого вещества. По содержанию  $\text{SiO}_2$  выделены группы ультраосновных, основных, средних и кислых пород, а по суммарному содержанию  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  --ряды щелочных, субщелочных (умереннощелочных) пород и пород нормальной щелочности. Граница между породами нормальной и повышенной щелочности (субщелочными породами) проведена так, что в субщелочной ряд попадают вулканические и интрузивные породы, содержащие большое количество щелочных полевых шпатов и цветные минералы, богатые титаном. К щелочному ряду отнесены ультраосновные, основные и средние породы с щелочными минералами (фельдшпатоидами) – нефелином, лейцитом и др., а также кислые породы, содержащие натриевые цветные минералы: эгирин, рибеккит и др.
- Следует помнить, что между группами, рядами, семействами магматических горных пород существуют постепенные переходы. Это обстоятельство подчеркнуто полями неопределенности, которые сопровождают границы между группами