

Стадия диагенеза

- Под **диагенезом** понимаются процессы преобразования осадка в осадочную горную породу. По своей природе эти процессы являются **физико-химическими, химическими и органическими**.
- Основными **факторами диагенеза** являются:
 - **физико-химические параметры среды (pH, Eh, соленость среды, температура и давление),**
 - **подземные и атмосферные воды,**
 - **органическое вещество.**
- На стадии диагенеза происходят следующие **процессы**:
 - **уплотнение осадка под влиянием нагрузки вышележащих слоев,**
 - **уменьшение его влажности,**
 - **превращение коллоидных образований (гелей) в метаколлоидные минералы (процесс старения коллоидов),**
 - **образование новых минералов из растворов подземных вод, циркулирующих в осадке, за счет которых формируется цемент будущей осадочной породы,**
 - **частичное разложение первичных минералов осадка, неустойчивых к факторам диагенеза,**
 - **механическое перемещение минеральных зерен, также приводящее к уплотнению осадка, под влиянием подземных вод, мерзлотных процессов, атмосферных вод, землетрясений и т.д.**

Минералообразование при диагенезе

- Типичными минералами, возникающими на стадии диагенеза и слагающими цемент будущей осадочной породы, являются:
- *сульфиды (пирит, мельниковит, марказит),*
- *оксиды и гидроксиды (гидроксиды и оксиды железа и марганца),*
- *сульфаты (барит, целестин),*
- *карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, магнезит),*
- *фосфаты (коллофанит, курскит и др.),*
- *силикаты (опал, халцедон, кварц, глауконит, лептохлориты, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, цеолиты).*
- Вновь образовавшиеся минералы цемента отличаются от первичных минералов осадка по **морфологии** выделений. Среди них характерны мельчайшие кристаллики, агрегаты микроскопических зерен, сферолиты, оолиты, микроконкреции.

Этап раннего диагенеза

- Процессы диагенеза закономерно развиваются во времени, что позволяет выделить ранний и поздний этапы диагенеза.
- На этапе **раннего диагенеза** в осадках сохраняется окислительная обстановка, типичная для стадии седиментогенеза. Этот этап характерен для глубин **до 200-300 м.**
- В это время активно развиваются процессы постепенного формирования цемента, хотя осадок все время остается в рыхлом состоянии.
- Наряду с процессами **нового минералообразования**, происходит разложение ряда первичных минералов.
- **Например:**
 - 1) в щелочных условиях среды происходит разложение полевых шпатов и слюд с образованием гидрослюд.
 - 2) в слабокислых и нейтральной среде железо-магнезиальные минералы (пироксены, оливин, амфиболы, биотит) постепенно превращаются в глауконит.
 - 3) в кислых условиях среды наблюдается разъедание и последующее растворение карбонатов и фосфатов, а полевые шпаты и слюды превращаются в каолинит.

Этап позднего диагенеза

- На этапе **позднего диагенеза** физико-химические условия среды существенно отличаются от среды седиментогенеза в связи с погружением осадка на глубину **до 1 км**. Это касается температуры и давления, рН и Eh, солености и др.
- Благодаря жизнедеятельности бактерий и разложению органического вещества на некоторой глубине в осадке появляются в большом количестве **сероводород и углекислота, за счет чего создается восстановительная обстановка**. Переход преимущественно из окислительной обстановки, типичной для стадии седиментогенеза, в восстановительные условия среды является важным фактором минералообразования на стадии диагенеза.
- Все большую часть объема осадка начинают занимать **конкреции**, которые постепенно растут во времени. Наиболее распространенными являются **железо-марганцевые, сульфидные, карбонатные, сульфатные, фосфатные и кремниевые конкреции**. Основной их рост происходит в еще **не затвердевшем осадке**.
- Постепенно в осадке возникают зоны плотной породы, зацементированные минеральными новообразованиями и конкрециями. К концу диагенеза рыхлые участки полностью исчезают.
- **Например:** в ходе диагенеза валунно-галечные осадки превращаются в конгломераты, глыбово-щебневые – в брекчии, песчаные – в песчаники, алевритовые – в алевролиты, глинистые осадки – в плотные глины и аргиллиты, карбонатные илы – в доломиты и известняки и т.д.

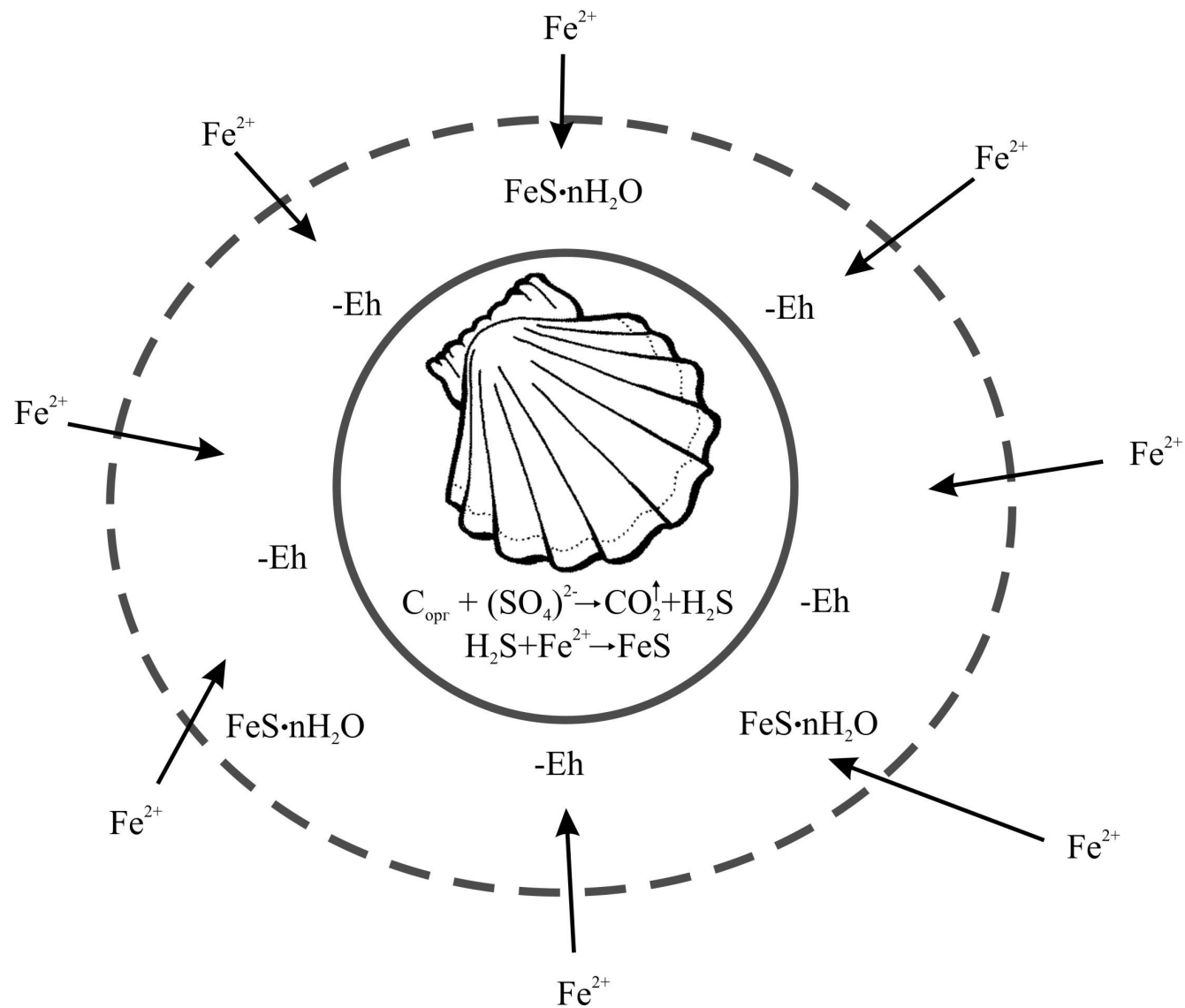


Схема распределения вещества в диагенезе с образованием конкреций
 Пунктирной линией показана зона сероводородной восстановительной обстановки, обусловленной разложением органического вещества раковины в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий







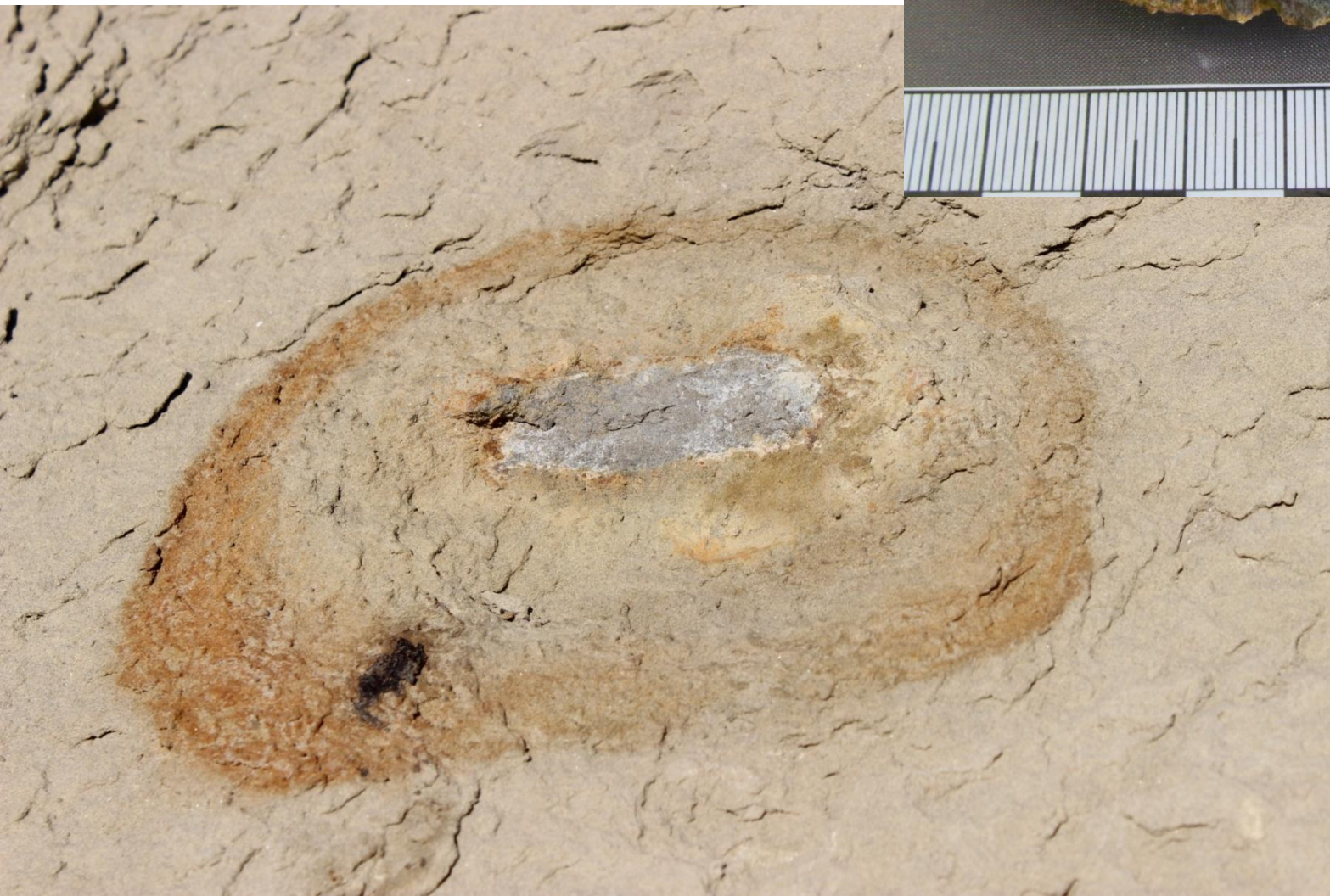








Пирит-марказитовые, Железистые











Стадия катагенеза

- ***Катагенезом*** называется процесс изменения осадочных пород в результате погружения их на определенную глубину.
- Основными факторами катагенеза являются:
 - повышенная температура,
 - высокое давление,
 - подземные воды и грунтовые растворы.
- На данной стадии происходят следующие основные преобразования осадочных пород:
 - ***значительное уплотнение пород под влиянием нагрузки вышележащих толщ,***
 - ***специфические процессы минералообразования: коррозия и частичное растворение минералов, регенерация, образование новых минералов из растворов, метасоматические замещения, перекристаллизация обломочных зерен.***
- Катагенетические процессы происходят на глубинах **от 1 до 5 км.**

Термодинамические условия зоны катагенеза

- Изменение температуры и давления с глубиной характеризуется следующими цифрами:

Глубина от поверхности (км)	Давление (атм)	Температура (°C)
1	200	30
2	420	60
3	700	90
4	1000	120
5	1250	150

Роль давления в преобразовании осадочных пород

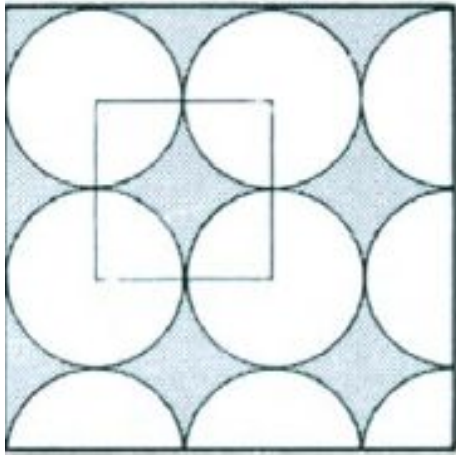
- **Давление** вышележащих толщ по-разному действует на глинистые и зернистые, плотно сцементированные и пористые осадочные породы.
- 1) Под воздействием нагрузки зерна осадочных пород сближаются друг с другом. При этом происходит постепенное **снижение пористости** пород. Отдельные зерна разворачиваются и укладываются в пространстве наиболее плотно друг к другу (т.н. плотнейшая упаковка).
- 2) Наблюдается **выделение воды**, прежде всего из **порового пространства**. Наиболее характерен этот процесс для глинистых (монтмориллонитовых) пород. При этом свободная вода вытесняется еще при давлении 40-80 атм, что соответствует глубине погружения 400-600 м. **Пленочная и гигроскопическая вода**, прочно удерживаемые на поверхности частиц, отжимаются при значительно больших давлениях и на глубинах свыше 1 км.
- 3) Следующим важным процессом является **изменение ориентировки** обломочных частиц под давлением. Минеральные частицы уплощенной формы под нагрузкой ориентируются параллельно друг другу и образуют агрегаты с весьма малой пористостью.
- 4) Кроме того, частицы глинистых и слюдястых минералов подвергаются **пластическим деформациям**.

Роль давления (продолжение)

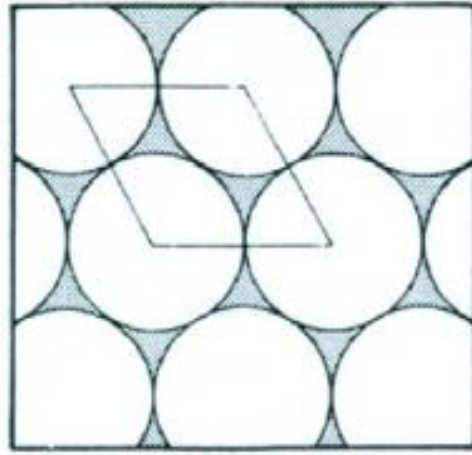
- При наиболее высоком давлении происходят процессы **дробления** зерен. Особенно легко подвергаются раздроблению сильно трещиноватые обломки, сростки различных минеральных зерен, хрупкие минералы с совершенной спайностью (гипс, кальцит, галит, сильвин).
- Под влиянием нагрузки зерна на контактах начинают проникать друг в друга. Особенно характерен этот процесс на контакте кварца с кальцитом и т.п. В присутствии растворов в этих точках начинаются процессы растворения наименее устойчивых минералов.
- Постепенно под влиянием давления наблюдается массовое развитие процессов растворения минералов (т.н. **процессы «межпластового растворения»**). Устойчивость минералов к процессам межпластового растворения зависит от прочности их кристаллической решетки и характера среды. Наименее устойчивы в этих условиях обломки пород, основные плагиоклазы, слюды, хлориты, пироксены и амфиболы. Даже кварц при повышенных температурах и давлении начинает растворяться более интенсивно.
- Такие непрочные породы, как каменная соль, сильвинит, гипсы, ангидриты, благодаря их пластичности, проявляют свойство **текучести** в твердом состоянии (плойчатая текстура). Несколько в меньшей степени текут и другие породы с цементом того же минерального состава, а также глинистым цементом.

Пористость как индикатор процессов катагенеза

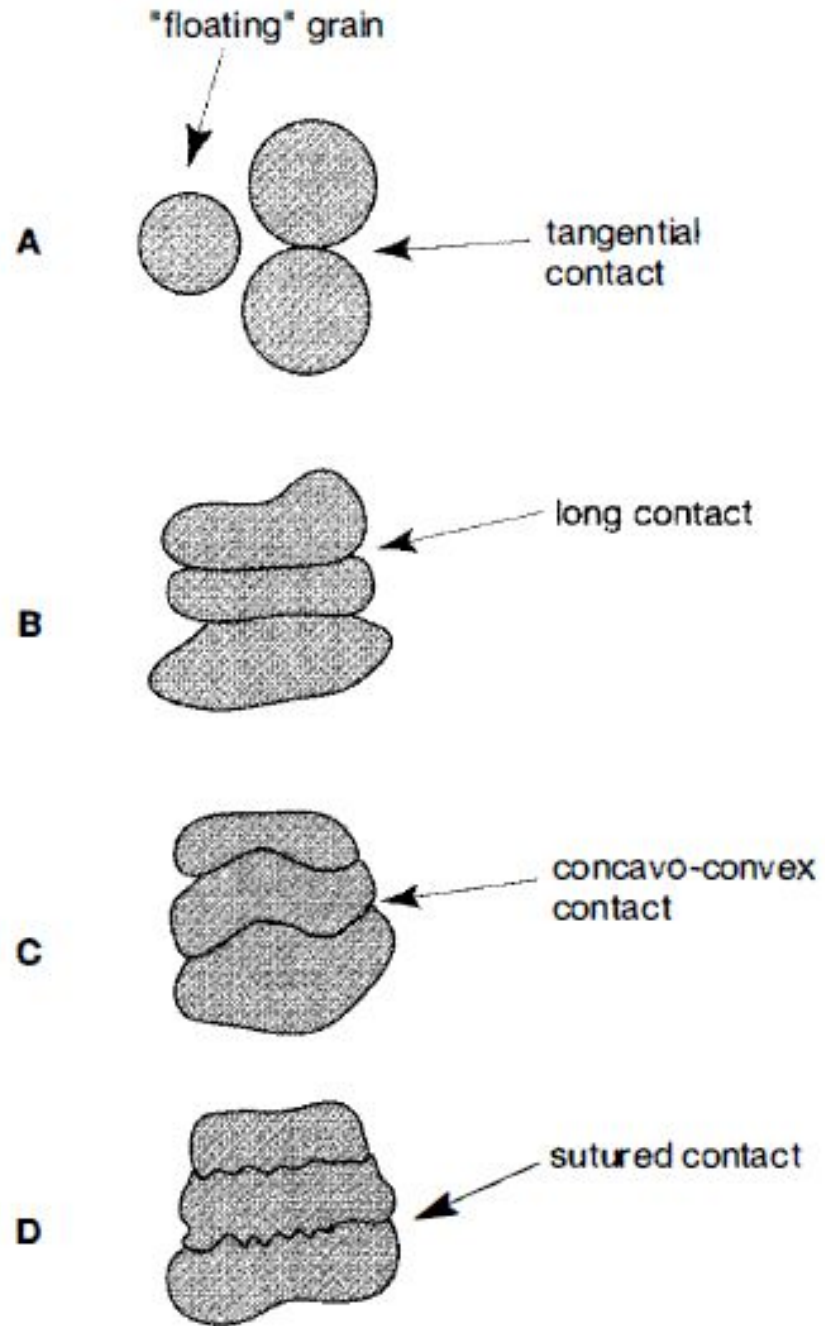
- Количественными показателями интенсивности проявления процессов катагенеза служат **пористость** пород и поведение их в воде.
- **Например**, для глинистых образований отмечены следующие градации.
- Глины мелового возраста Поволжья, перекрытые толщей пород мощностью 100-200 м, имеют пористость 47%. Они легко размокают в воде и относятся еще к осадкам.
- Аргиллиты среднего карбона Донбасса, залегающие на глубинах около 4000 м, отличаются пористостью около 10%; они с трудом размокают в воде.
- Аргиллиты триаса Крыма, перекрытые толщей пород мощностью порядка 5000 м, имеют пористость в пределах 1-4% и не размокают в воде.



Кубическая
упаковка
Пористость 47,64%



Ромбическая
упаковка
Пористость 26,95%



Подземные воды как фактор катагенеза

- Особенности процессов минералообразования при катагенезе определяются не только термодинамическими условиями среды и составом пород, но и важной ролью *подземных вод*.
- С учетом условий циркуляции и состава подземных вод вся стратисфера разделяется на три зоны:
 - зона **свободного водообмена** (глубина до 700 м), где происходит интенсивная циркуляция подземных вод и обмен их с поверхностными;
 - зона **затрудненного водообмена** (глубина до 2 км), где условия мало благоприятны для циркуляции, а обмен их с поверхностными водами резко ограничен;
 - зона **застойных вод** (глубина свыше 2 км), где циркуляция подземных вод практически отсутствует и полностью исключен их обмен с поверхностными водами.
- Обычно в зоне свободного водообмена развиты гидрокарбонатные слабоминерализованные воды, в зоне затрудненного водообмена – гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные среднеминерализованные воды, в зоне застойных вод – хлоридно-сульфатные и хлоридные высокоминерализованные воды и рассолы.
- Кроме того, по мере углубления в стратисферу увеличивается величина рН и падает - Eh, в результате чего на больших глубинах наблюдаются восстановительные и резко щелочные условия среды.

Ранний катагенез

- Этап *раннего (или начального) катагенеза* фиксируется присутствием в глинистых породах или глинистом цементе неизмененного глинистого вещества, унаследованного от стадии диагенеза.
- Характерны достаточно широкое развитие процессов внутрислоевого растворения неустойчивых минералов, коррозия зерен кварца и полевых шпатов, новообразования различных карбонатных минералов.
- Пористость пород составляет порядка 15-30%.
- Наряду с более или менее плотными породами (конгломераты, аргиллиты) присутствуют некоторые слабо сцементированные породы – глины, рыхлые песчаники, ракушечники, мел, мергели, бурые угли.
- Текстуры и структуры осадочных пород заметно не меняются.
- Глубина зоны раннего катагенеза варьирует от 1,5 до 4 км. Для него характерны температура до 100°C и давление до 1000 атм.

Поздний катагенез

- Этап *позднего (или глубинного) катагенеза* характеризуется:
 - массовым растворением под давлением обломочных зерен кварца, полевых шпатов, обломков пород,
 - интенсивным преобразованием глинистого вещества – проявлением процессов гидрослюдизации и хлоритизации,
 - перекристаллизацией карбонатов.
- Пористость пород снижается до 3-5%.
- Текстуры осадочных пород сохраняются, однако структуры меняются: появляются конформные, регенерационные, стилолитовые структуры в известняках, ориентированные структуры в глинистых породах (сланцеватые аргиллиты).
- На этапе позднего катагенеза глины переходят в аргиллиты, не размокающие в воде. Рыхлые песчаники переходят в плотные и крепкие песчаники, ракушечники – в плотные известняки, мел, мергели и хемогенные известняки переходят в перекристаллизованные кальцитовые породы.
- Положение границы между зонами раннего и позднего катагенеза не согласуется со стратиграфическими границами и соответствуют глубине погружения (обычно 4-5 км). Так, на территории Восточного Донбасса она приурочена к границе верхнего карбона и перми, а на юго-востоке Русской платформы – совпадает с подошвой девона.

Стадия метабенеза

- Под **метабенезом** понимаются наиболее глубокие изменения осадочных пород, происходящие в нижних частях стратисферы. Во многих отношениях они напоминают начальные этапы метаморфизма.
- Метабенез происходит в складчатых зонах при мощности осадочной толщи свыше 7 км, при давлении 2-3 тыс. атм и более, температуре 200-300°C и более.
- Кроме температуры и давления, важным фактором метабенеза является присутствие минерализованных *растворов*.
- Дополнительным фактором метабенеза является *стресс* – направленное давление, величина которого может в несколько раз превышать давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ.

Основные процессы метатенеза

- Под влиянием процессов метатенеза осадочная порода переходит в категорию **метаморфизованной осадочной породы**. Признаками такого перехода являются полная перекристаллизация цемента и частичная перекристаллизация основной массы породы (особенно карбонатных и глинистых).
- В зоне метатенеза широко развиты специфические **процессы минералообразования**: растворения и регенерации минералов, перекристаллизации и метасоматоза. Весьма разнообразны процессы нового минералообразования. В частности, могут возникать новообразованные зерна кварца, альбита, слюды, гематита, магнетита, кальцита, доломита и др.

Роль давления при метагенезе

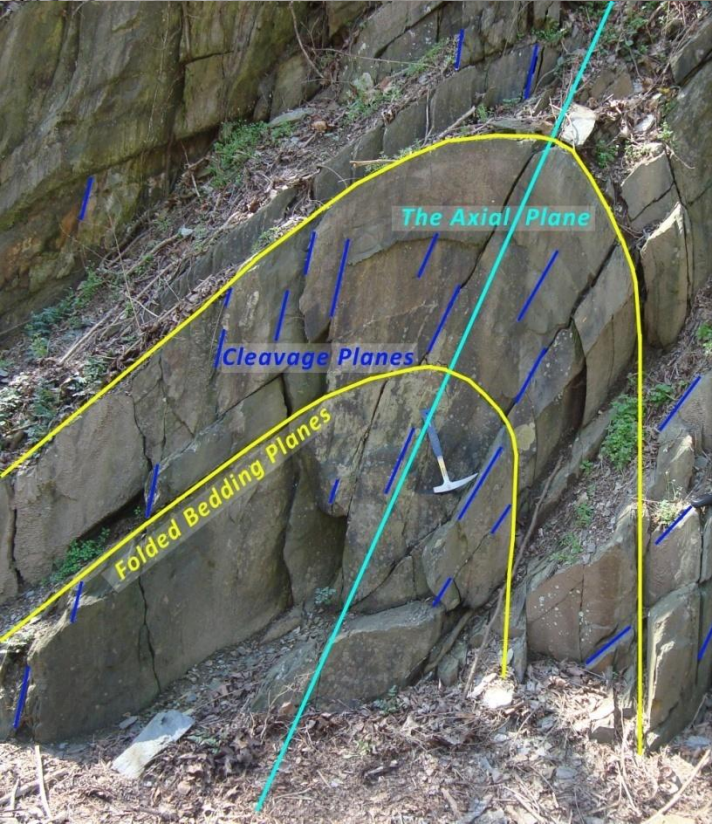
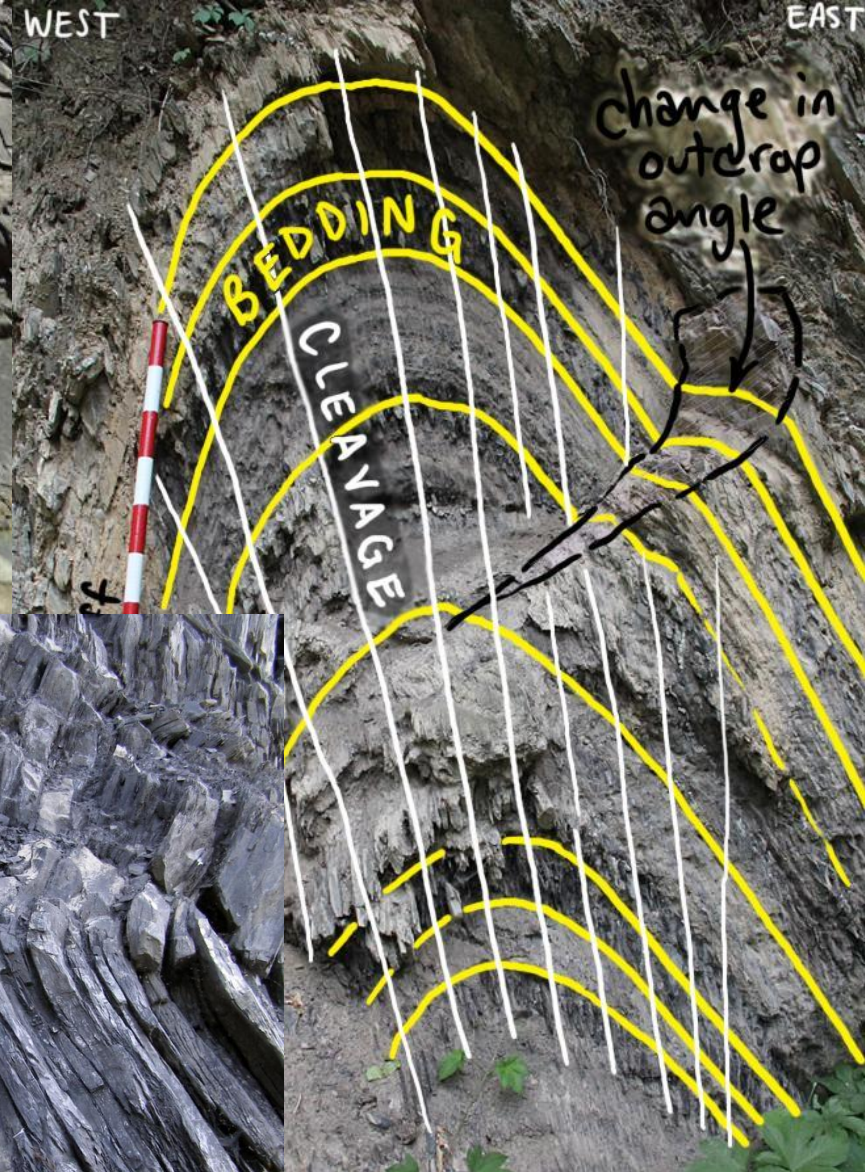
- Поскольку уже на стадии позднего катагенеза уплотнение осадочных пород достигает максимального значения, то роль давления при метагенезе проявляется в появлении тонкой трещиноватости пород (т.н. *кливажа скольжения*). Это облегчает движение водных растворов сквозь толщу осадочных пород. Кроме того, активному движению растворов способствует высокая температура.
- Под влиянием *стресса* происходят процессы направленной коррозии, кристаллизации и перекристаллизации. В зернистых породах образуются «бородатые» зерна кварца, в карбонатных – стилолитовое сочленение зерен. Наблюдается коррозия зерен гранатов, ставролита, дистена, силлиманита. За счет явления регенерации разрастаются зерна кварца, полевых шпатов и др.

Ранний метагенез

- **Ранний (или начальный) метагенез** наблюдается на глубинах порядка 7-9 км, давлении до 3 тыс. атм и температуре до 300°C.
- На данном этапе характерно появление кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, частично перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей.
- Характерны процессы интенсивной гидрослюдизации и хлоритизации глинистых минералов, развитие регенерационных структур и микростилолитов.
- Появляются *кливаж течения* (ориентировка чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению стресса) и *кливаж разрыва*.
- Однако еще сохраняются реликты первичного обломочного биотита, прежние текстуры осадочных пород при некоторой перестройке структур.
- Пористость пород составляет обычно 2-4%.

Поздний метагенез

- *Поздний (или глубинный) метагенез* происходит на максимальных глубинах – свыше 9 км, при температуре выше 300°С и давлении свыше 3 тыс. атм.
- Характерными типами пород являются кварцитопесчаники, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты.
- Среди новообразованных минералов появляются гидрослюда, серицит, мусковит. Обломочный биотит переходит в смешаннослойные хлорит-мусковитовые образования.
- Появляются структуры, характерные для метаморфических пород – сланцеватые, линзовидные, полосчатые. Появляются сегрегационно-полосчатые текстуры, массовое развитие получают секущие кварцевые жилки и линзочки.
- Интенсивно проявляются направленная коррозия и кристаллизация под воздействием стресса. Широко развиты кливажи течения и разрыва.
- Пористость пород обычно составляет 1-2% и менее.

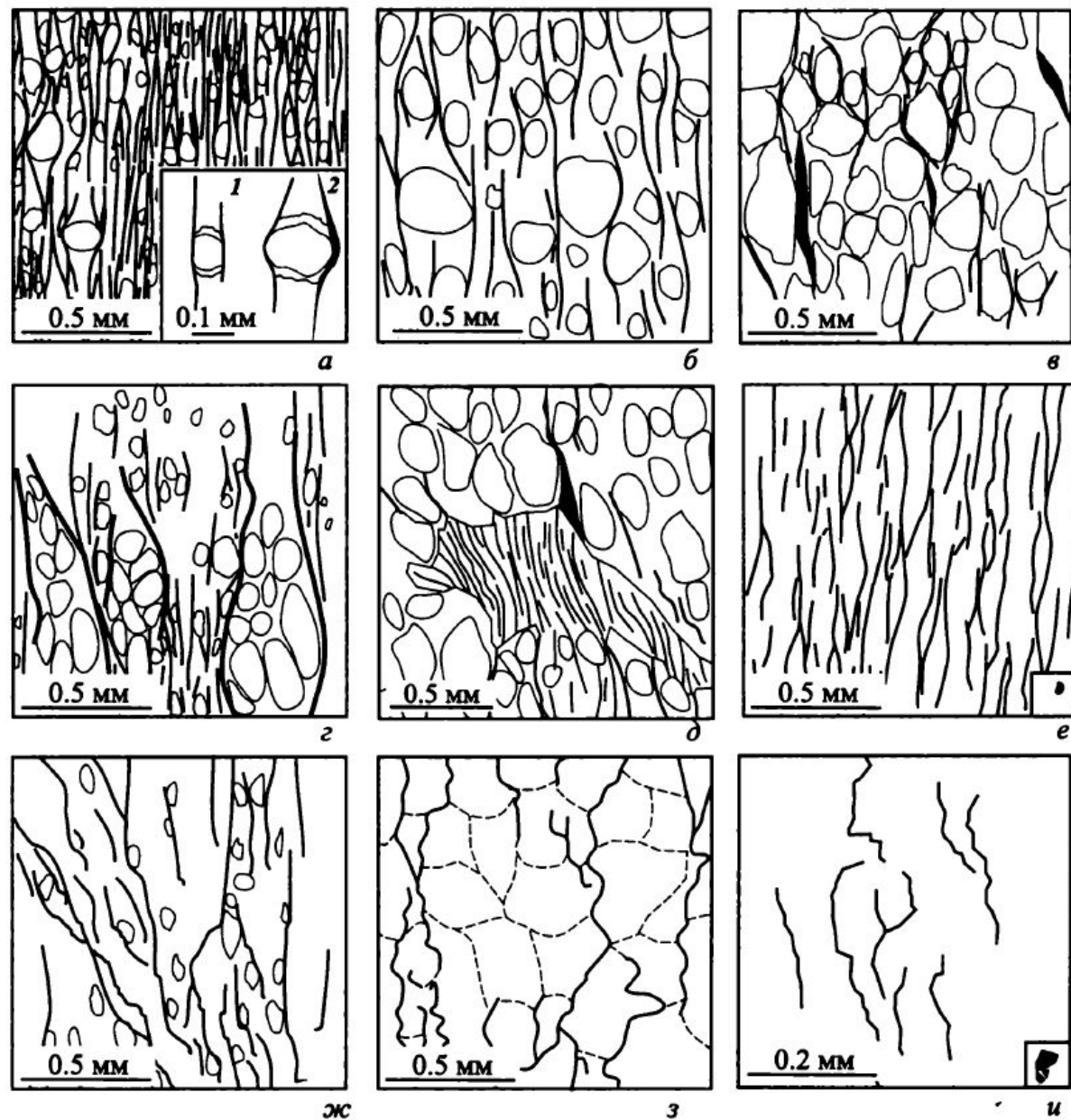


Клива
Ж



Клива

Рис. 5.5. Морфологические типы кливажа в различных по составу породах (рисунки по микрофотографиям): *а, б* – проникающий слабоволнистый межзерновой кливаж (*а* – в мелкозернистом алевролитом аркозовом песчанике, на врезке – растворение кварцевого зерна (1) и цемента (2) с переотложением растворенного вещества в тенях давления; *б* – в мелкозернистом кварцевом песчанике); *в-з* – кливаж агрегатного типа: *в* – грубый в полимиктовом мелкозернистом песчанике; *г* – грубый ветвящийся в полимиктовом песчанике; *д* – грубый извилистый в песчанике, проникающий планарный в алевролитовой линзе; *е* – проникающий извилистый в алевролите, на врезке показан средний размер единичного обломка; *ж* – грубый ромбовидный в песчаном известняке, *з* – пилообразный стилолитоподобный в кристаллокластическом туфе; *и* – стилолитовые швы в тонкокристаллическом углеродистом известняке, на врезке показаны средние размеры кристаллов.



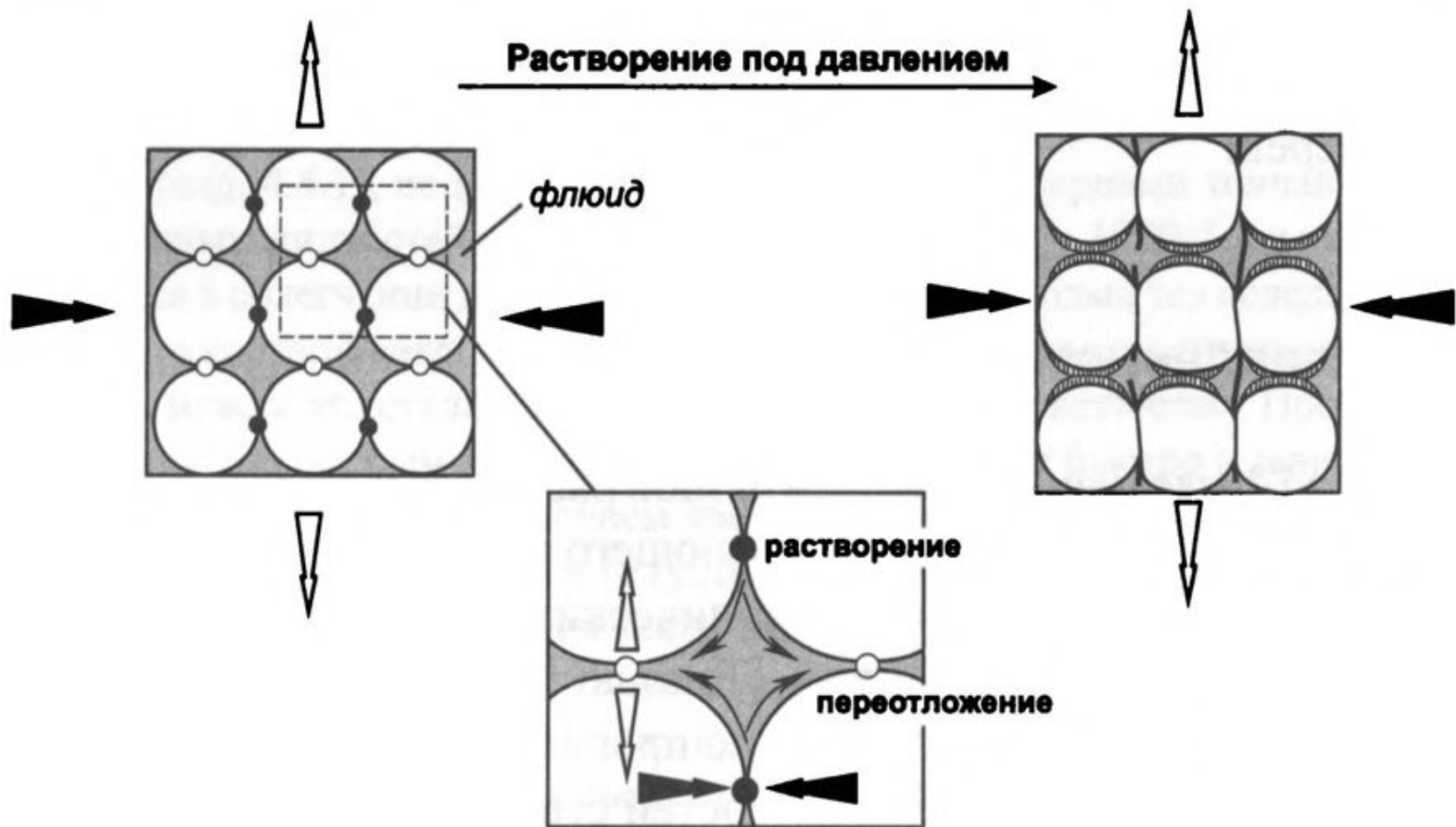


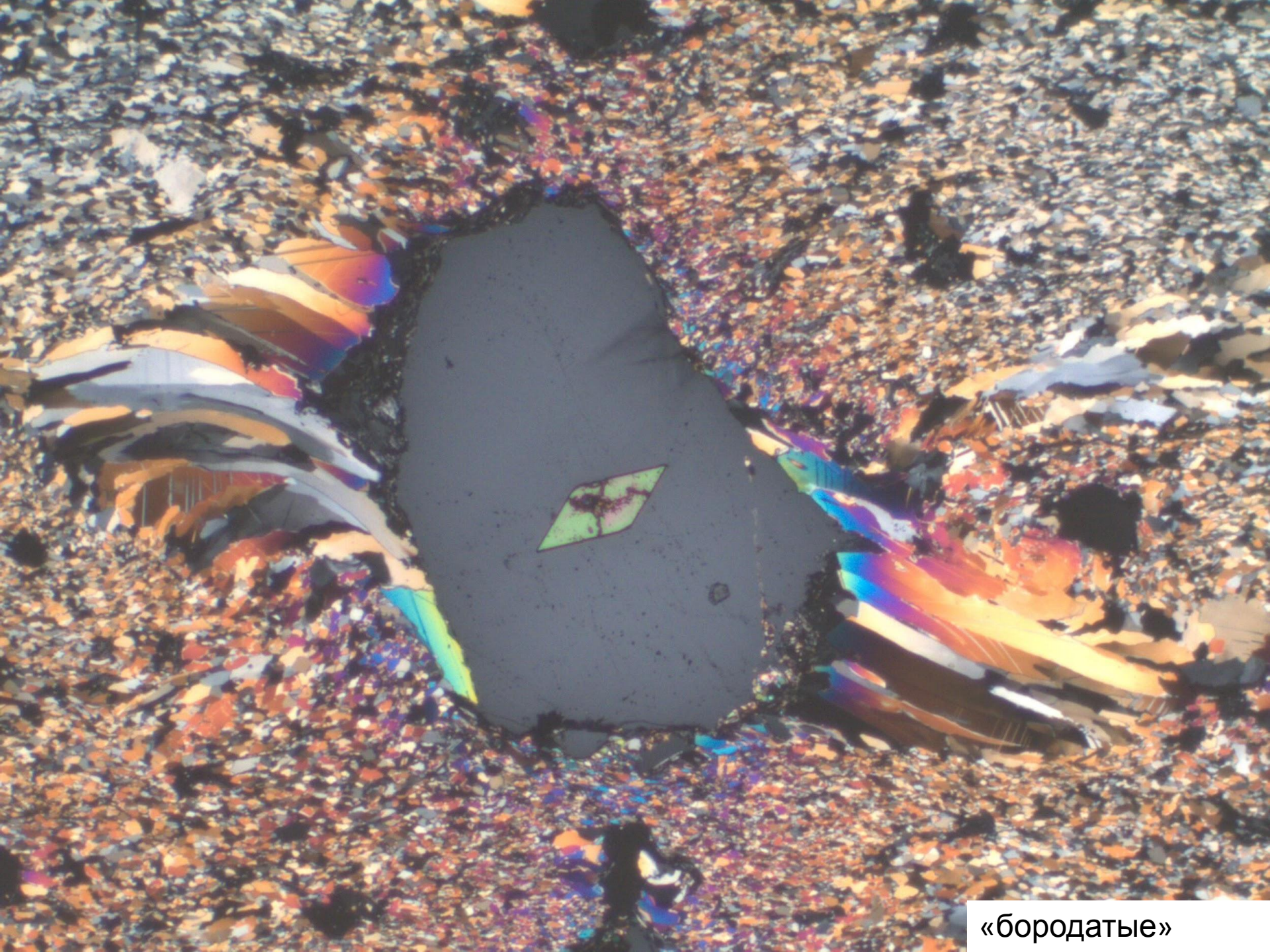
Рис. 4.24. Растворение под давлением на компрессионных контактах зерен, перенос и переотложение растворенного вещества на декомпрессионных границах.

Растворение под давлением

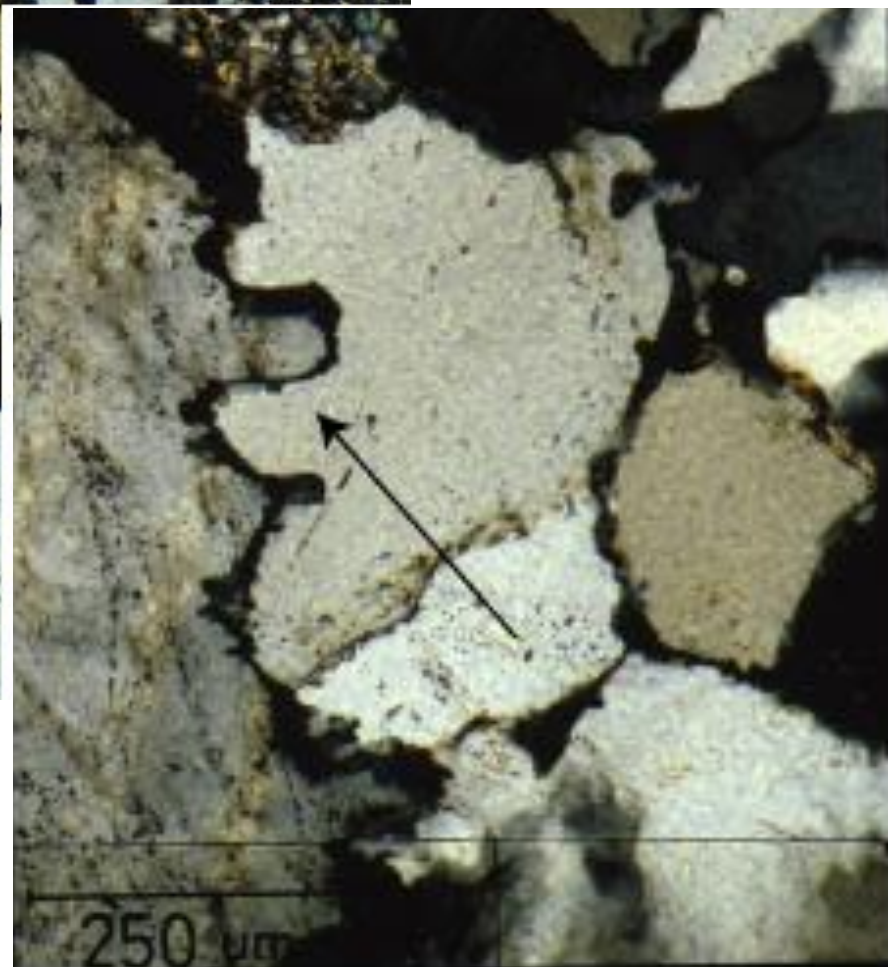
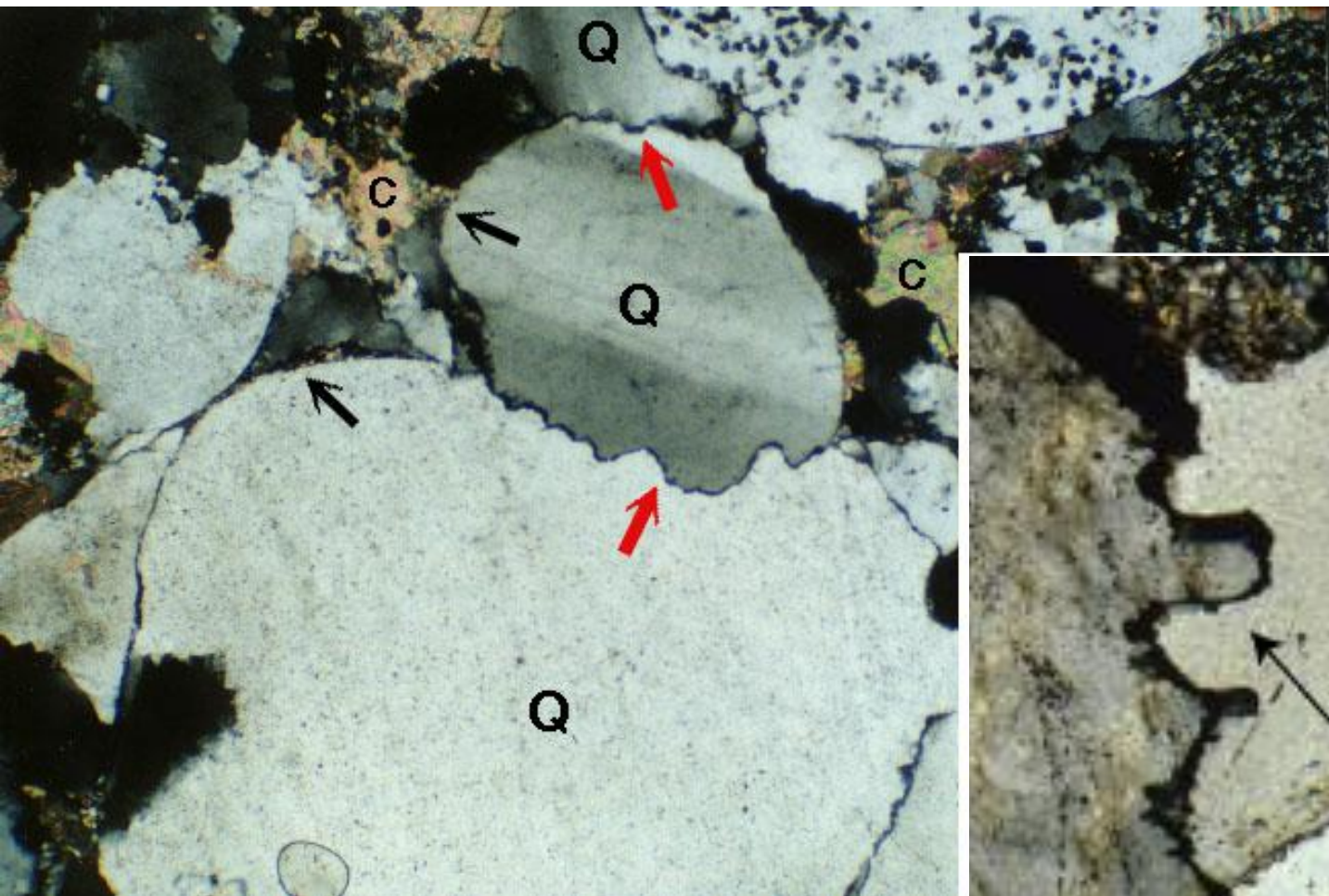
Процесс *растворения под давлением* обусловлен разной растворимостью минералов в поровом флюиде в зависимости от величины действующего напряжения (рис. 4.24) и

Наиболее легкорастворимыми компонентами являются кварц, карбонатные минералы, хлорит, хуже растворяются плагиоклазы и эпидот. В зависимости от геохимической обстановки при деформации пород переотложенные минералы могут отличаться по составу от растворенного в зонах компрессии вещества.

Процесс растворения под давлением – переотложения вещества, является ведущим механизмом деформации пород при диагенезе и низких степенях метаморфизма и приводит к формированию *межзернового кливажа* и *кливажа плейчатости*, *стилолитов*, *бород нарастания* и *минеральных жил* (подробнее см. разд. 5.1.2, 5.1.3, 5.2–5.5). Эти процессы очень характерны для обломочных пород с резко неоднородным строением на зерновом уровне, при этом растворению подвергается как вещество зерен, так и цемент пород. Структуры растворения под давлением широко распространены также в карбонатных породах, реже в вулканитах.



«бородатые»



СТИЛОЛИТОВОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ
ЗЕРЕН

6.1. Кинкбанды

В породах с тонкой расслоенностью, или рассланцеванием (межзерновым кливажем, сланцеватостью, тонкой слоистостью), часто наблюдаются *кинкбанды* – структуры, сформированные двумя сопряженными аккордеонными складками, сланцеватость на смыкающем крыле которых повернута под углом к сланцеватости породы (рис. 6.1–6.3, фиг. 6.1, 6.2, вклейка). Кинкбанды являются типоморфной структурой сланцевых толщ, реже встречаются в других породах, широко распространены в минералах с хорошо выраженной анизотропией кристаллической решетки (см. рис. 4.10, фиг. 6.2, вклейка).

Кинкбанды, или полосы излома, в кристалле определяются как «тонкие пластины смещенного в результате сдвига вещества, ориентированные под углом к плоскости сдвига и ограниченные «наклонными стен-

Рис. 6.1. Схематичное изображение кинкбанды, образованного двумя сопряженными аккордеонными складками.

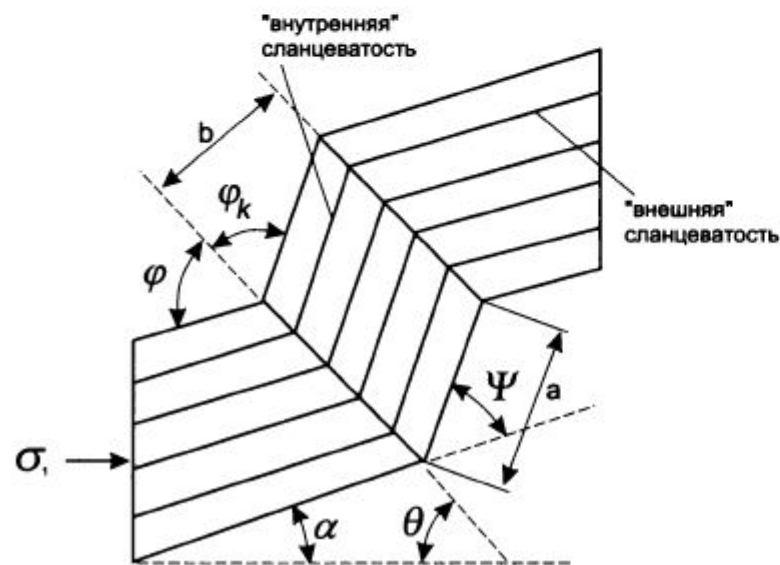
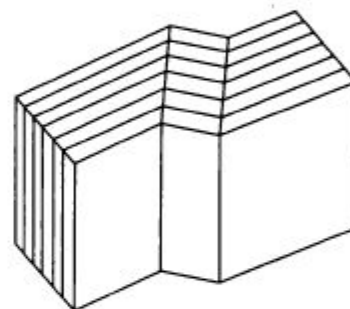
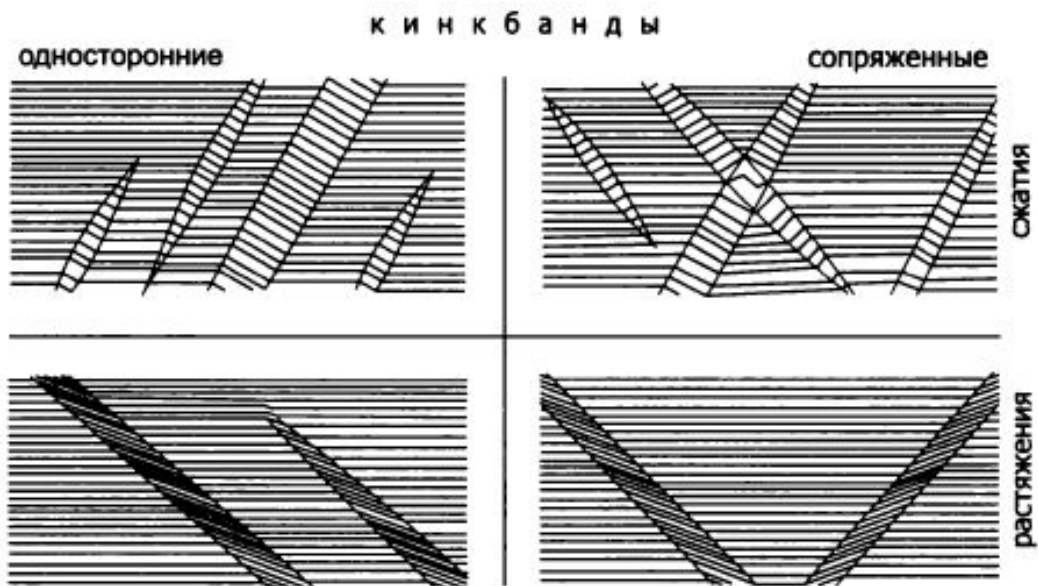


Рис. 6.2. Линейные и угловые характеристики кинкбандов. По [Gay, Weiss, 1974] из работы [Srivastava et al., 1998], с дополнениями. φ – угол между стенкой кинкбанды и «внешней» сланцеватостью; φ_k – угол между стенкой кинкбанды и «внутренней» сланцеватостью; ψ – угол поворота «внутренней» сланцеватости относительно «внешней»; a – угол между осью сжатия и плоскостью рассланцевания, θ – угол между осью сжатия и стенкой кинкбанды, a – длина повернутого сегмента сланцеватости, b – ширина (расстояние между стенками).

Рис. 6.3. Односторонние и сопряженные системы кинкбандов сжатия и растяжения.



ками» дислокаций» [Frank, Stroh, 1952] (см. рис. 4.1, в). Большинство кинкбандов, оставаясь иногда непрерывными на протяжении нескольких метров, заканчиваются в обоих направлениях слиянием поверхностей излома: в сущности, кинкбанд представляет собой линзу с нарушенной ориентировкой плоскостной текстуры [Андерсон, 1990] (см. рис. 6.3).

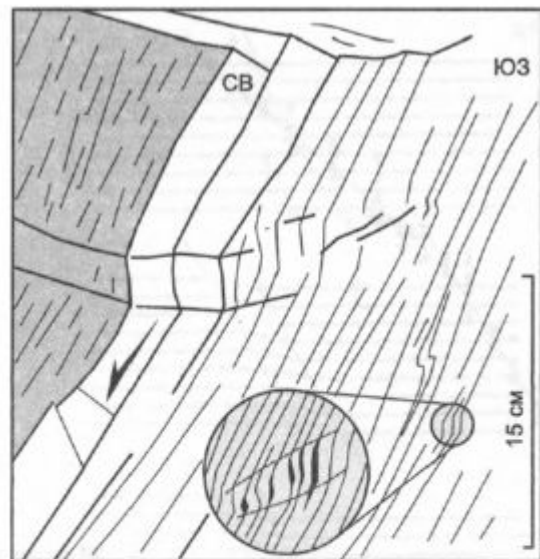


Рис. 6.11. Кинкбанды в рассланцованных метавулканитах андриановской свиты, Срединный хребет, Камчатка (рисунок по фотографии). На врезке показан увеличенный фрагмент небольшого кинкбанд с S-образно изогнутыми кварцевыми жилами.



Кинкбанд

ы

6.2. Будинаж

Структура будинажа представляет собой пережатый сегментированный более компетентный (более вязкий) слой среди менее компетентных (менее вязких) слоев. Процесс будинажа можно определить как сегментацию более вязких слоев, а будины – как вытянутые их фрагменты (рис. 6.19, 6.20, фиг. 6.3, вклейка) [Белоусов, 1986; Фойгт, 1990 и др.]. Структуры будинажа являются кинематическими индикаторами обстановок растяжения вдоль слоистости, по асимметрии которых можно также определить направление сдвиговой составляющей.

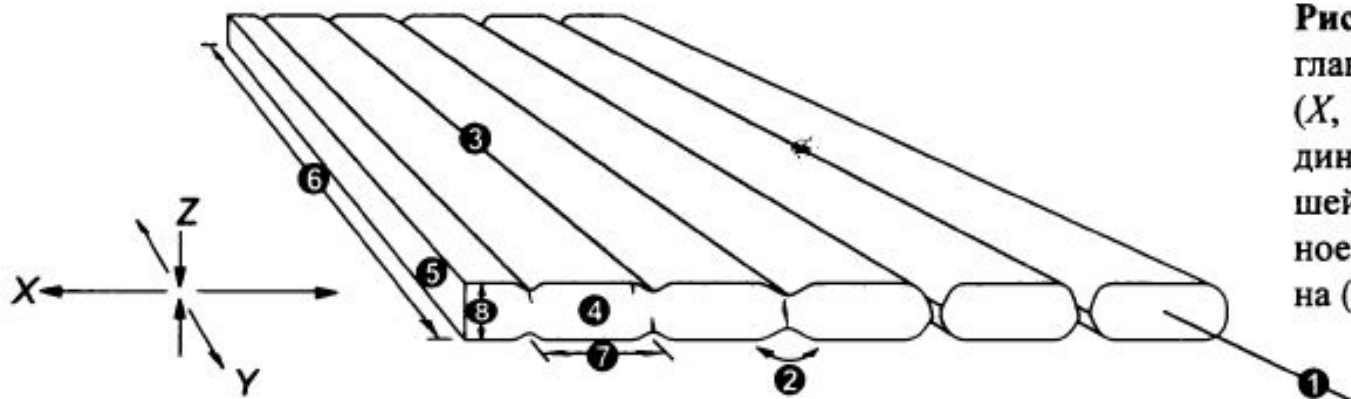


Рис. 6.19. Будины в координатах главных деформационных осей (X , Y , Z): ориентировка оси будины (1), область (2) и линия (3) шейки, поперечное (4) и продольное (5) сечения, длина (6), ширина (7) и толщина (8) будины.

При незавершенной сегментации слоя отдельные будины разделены пережимами, или *шейками* (см. рис. 6.19, 6.20). Линия шейки определяется как линия на поверхности будинированного слоя в области пережима, соединяющая точки с минимальной мощностью. Будинированный прослой может состоять из полностью разобщенных фрагментов (будин, см. фиг. 6.3, вклейка), промежутки между которыми выполнены либо менее компетентными вмещающими породами, либо новообразованными минеральными агрегатами (кварцевыми, кальцитовыми), а в сильно метаморфизованных породах – аплитами или пегматитами. *Ось будины* ориентирована вдоль ее удлинения и представляет собой прямую, которая при параллельном переносе наилучшим образом описывает форму будины (см. рис. 6.19). Длина будины измеряется вдоль ее оси, перпендикулярно к оси определяются ширина и толщина (мощность) будины. В поперечном (ортогональном оси) сечении будины имеют разнообразную морфологию – прямоугольную, ромбоидальную, линзовидную.

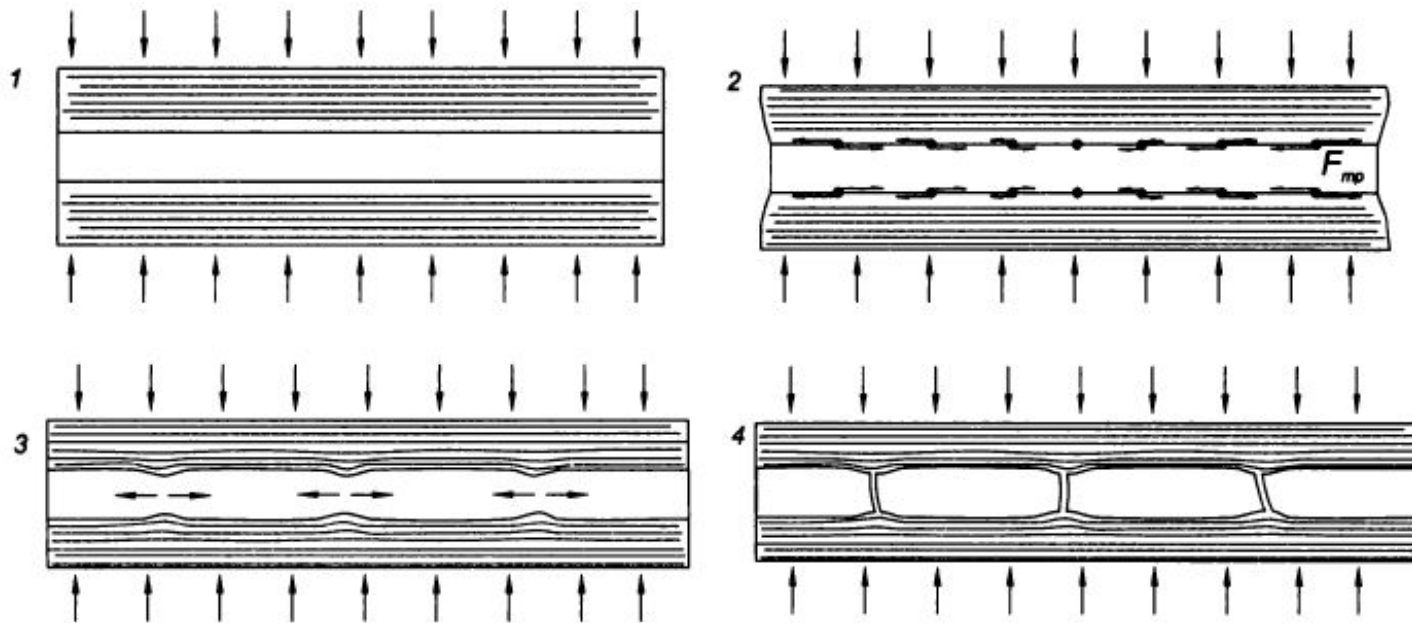


Рис. 6.21. Образование будин в результате неоднородного растяжения более вязкого слоя, заключенного в менее вязкой вмещающей породе. По [Белоусов, 1986] с изменениями. Вещество, окружающее средний слой повышенной вязкости, при сжатии ортогонально слоистости «растекается» вдоль нее (1), на границах слоев возникают силы трения, распределенные по всей поверхности слоя и стремящиеся растянуть слой большей вязкости (2). Каждый участок слоя растягивается независимо от других участков, растяжение приводит к формированию множественных шеек (3) и вслед за ними – разрывов слоя (4).

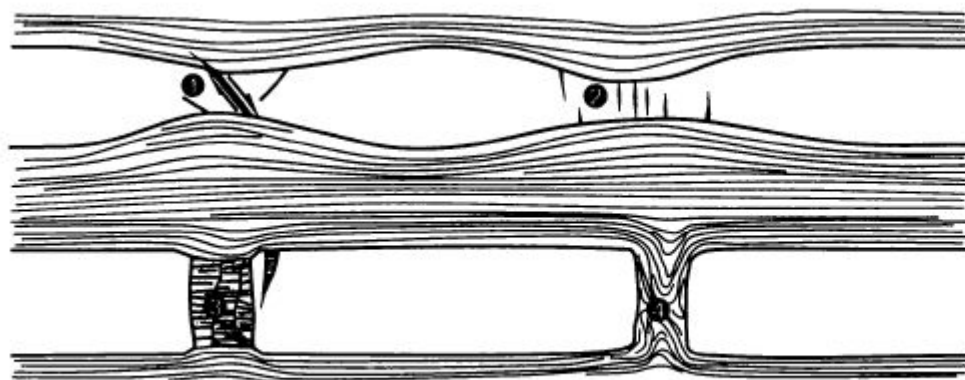


Рис. 6.22. Структуры растяжения шеек (1 – система сколовых трещин, 2 – трещины отрыва) и выполнения межбудинного пространства (3 – минеральные жилы, 4 – складки затекания маловязкого материала).





6.3. Муллионы

Согласно [Ramsay, Huber, 1987], муллионами называются вытянутые брусовидные структуры, напоминающие колонны (брусья). Описывается несколько типов муллионов. *Складчатые муллионы* развиты на границе раздела между слоями, сложенными разными литотипами, которые смяты в складки с чередованием округлых и заостренных форм (фиг. 6.4 (вклейка), англ. *cuspate – lobate folds*, см. разд. 7.4.1). *Кливажные муллионы* – это угловатые призматические брусовидные фрагменты компетентных слоев, сформировавшиеся за счет пересечения слоистости и кливажа в литологически контрастной слоистой пачке (рис. 6.28–6.30). Длинные цилиндрические тела с очень

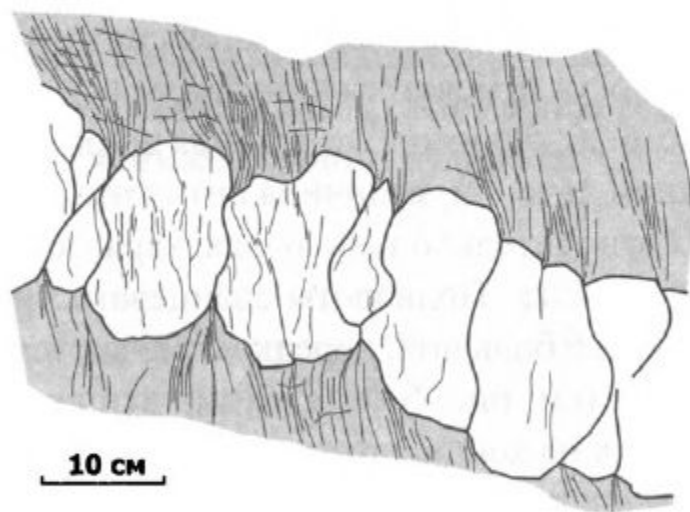


Рис. 6.28. Кливажные муллионы, образованные сегментацией прослоя доломитов в карбонатных алевросланцах чайской свиты нижнего кембрия, Юдомо-Майский прогиб (рисунок по фотографии).

неправильным поперечным сечением называют *неправильными муллионами*. Морфологически близкими к муллионам являются *роддинг-структуры*, которые сформированы параллельно ориентированными пережатými замками мелких складок или «отжатыми» в замки складок кварцевыми жилами. В целом и муллионы, и роддинг-структуры можно объединить и описывать как брусовидные структуры, подразумевая под этим линейно вытянутые и, как правило, обособленные фрагменты слоев, полностью или частично разобщенные.

Кливажные муллионы морфологически бывают подобны будинажу, но с ориентировкой кливажа под большим углом к «будинирован-

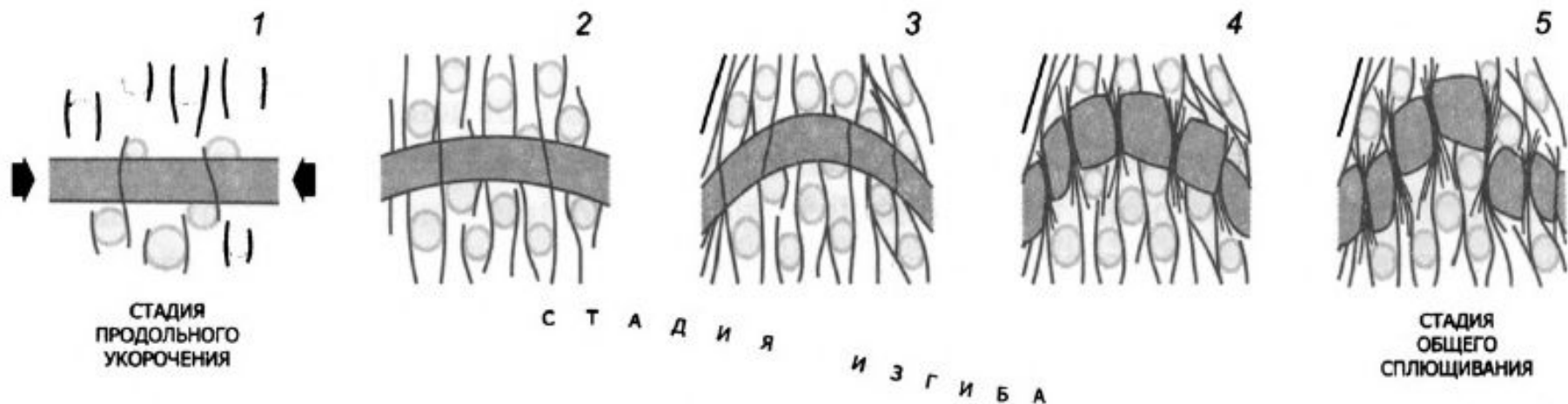


Рис. 6.31. Образование кливажных муллионов: грубый редкий кливаж, возникающий на стадии продольного укорочения (1), преобразуется в пучки кливажа и кливажные швы на стадии изгиба (2–4), муллионы морфологически оформляются и на стадии общего сплющивания (5) представляют собой грубые неоднородности, контролирующую дальнейшую эволюцию кливажа во вмещающем матриксе (см. также рис. 6.32).

ному» пласту. Это – брусовидные структуры, сформированные более компетентными породами и разделенные ориентированными под большим углом к слоистости поверхностями раздела, представленными кливажными швами или пучками кливажа (см. рис. 6.28–6.30).



