

SEDIMENTI E ROCCE CARBONATICHE

Carbonati si nasce e non si diventa

Riprendendo quanto imparato nel corso di GEOLOGIA 1, si ricorda che, mentre i sedimenti silicoclastici si originano fuori dal bacino, sono trasportati al suo interno e quindi ridistribuiti (in pratica sono alloctoni), la maggior parte dei materiali carbonatici si forma “in situ”, è di formazione locale: i materiali carbonatici sono quindi intrabacinali: in pratica sono autoctoni.

Sebbene qualcosa può essere stato trasportato in un bacino da correnti di torbida o *slumps*, la più parte dei grani carbonatici si è accumulata dove si è formata o è stata sottoposta a limitato trasporto da parte di onde e correnti tidali. Quindi, mentre il meccanismo di trasporto e la disponibilità della sorgente sono molto importanti per i sedimenti terrigeni, sono i fattori biologici e chimici i più importanti nel controllo della sedimentazione carbonatica.

Il 90-95% dei sedimenti carbonatici deve la sua origine direttamente a processi biologici.

I tipi di organismi che hanno contribuito con il loro scheletro alla formazione delle rocce carbonatiche sono variati moltissimo dal Paleozoico ad oggi. Inoltre, anche la composizione mineralogica dominante degli scheletri degli organismi e del carbonato inorganico precipitato sono variati nel tempo in relazione alle fluttuazioni chimiche dell'acqua del mare e dell'atmosfera.

Oggigiorno i carbonati di bassa profondità si formano in aree tropicali (per es i reefs corallini): esiste una relazione ben precisa fra produttività carbonatica e profondità per cui la più parte degli organismi di bassa profondità (per lo più bentonici) si forma sotto (entro) i 10m. Ci sono comunque anche sedimenti carbonatici in fondo agli oceani: sono dovuti all'accumulo di organismi carbonatici planctonici.

L'acqua del mare è sovrasatura in carbonato, così in determinate condizioni è possibile la precipitazione di CaCO_3 . La precipitazione del carbonato è termodinamicamente favorita alle alte temperature e basse pressioni.

In generale, tre le regole principali:

- i sedimenti carbonatici sono soprattutto di origine organogena
- possono formare strutture resistenti alle onde
- sono facilmente alterabili dalla diagenesi perché i minerali originali sono instabili

Un accenno alla composizione delle rocce carbonatiche, concetto molto importante -----che poi riprenderemo quando si parlerà di diagenesi.

I sedimenti carbonatici sono composti da diversi minerali. I più comuni si possono raggruppare in tre gruppi:

- gruppo della calcite (calcite, magnesite, rodocrosite, siderite, smitsonite)....

Inoltre la calcite può essere:

very high Mg calcite (>12 mol% MgCO_3),

calcite alto magnesiaca (+ del 4% di MgCO_3 ; mediamente il 10%) → cristalli prismatici lamellari

calcite bassa magnesiaca (< del 4% di MgCO_3) → cristalli romboedrici, piatti

- gruppo dell'aragonite → cristalli aciculari (aragonite, cerussite, witherite, stronzianite)
- gruppo della dolomite (dolomite, ankerite)

Fra tutti questi sono soprattutto calcite, aragonite e dolomite i minerali volumetricamente più importanti in calcari e dolomie e fra questi, l'aragonite è importante nelle rocce cenozoiche e nei sedimenti carbonatici attuali.

L'**identificazione** dei minerali carbonatici (calcite, dolomite e aragonite), per uno studio petrografico, macroscopicamente o in sezione sottile non è semplice. Le tecniche alternative più utilizzate, per es, sono:

Aragonite si colora di nero con una soluzione di $\text{Ag}_2\text{SO}_4 + \text{MnSO}_4$ (Fiegl'solution), mentre la calcite non si colora

La calcite si colora di rosso in una soluzione di Alizarina S, mentre la dolomite rimane non colorata

Dolomite e HMg calcite si colorano di giallo in una soluzione di alcalina di titanio giallo.

Dolomite e calcite si possono distinguere mediante incisione del minerale

I minerali si distinguono bene mediante diffrattometria raggi x

Bisogna introdurre ancora un concetto MOLTO importante. La composizione mineralogica delle aree a sedimentazione carbonatica può essere sia calcitica che aragonitica.

In generale,

High MgCalcite e **aragonite** (fasi instabili) precipitano in ambienti tropicali attuali di acqua bassa;

Low MgCalcite è più stabile nell'acqua marina attuale, ma è meno frequente;

Very High MgCalcite è estremamente instabile.

High MgCalcite e **aragonite** si trasformano in **Low MgCalcite** durante la diagenesi.

NON è chiaro quali siano i fattori che stanno alla base di questo tipo di mineralogia e perché Mg-Ca e Aragonite siano così comuni poiché dal pv termodinamico, la calcite basso Mg sembrerebbe essere la fase più stabile in acqua marina.

La HMgCalcite è instabile per l'immiscibilità del sistema $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ a causa del differente raggio ionico dei 2 cationi: quindi calciti aventi una certa quantità di Mg nel reticolo sono metastabili.

I sedimenti carbonatici marini attuali di bassa profondità (dove si forma attualmente la gran parte dei carbonati), sono composti prevalentemente da aragonite e calcite alto Mg. Calcite basso Mg si trova oggi soprattutto nei carbonati planctonici.

Aragonite e HMgCalcite che sono instabili non si trovano nelle rocce, per cui i carbonati fossili sono per la gran parte diagenetici (al di là del fatto che per definizione di roccia, si tratta di materiale diagenetico): i gusci degli organismi nelle rocce non sono gli originali, ma sono stati sostituiti.

Ricordiamoci che la più grossa produzione di materiale carbonatico è datata Mesozoico. Applicando pari-pari la teoria dell'Attualismo, si potrebbe dire che se oggi prevalgono aragonite e HMgCalcite, anche nel Mesozoico era così, invece non è sempre vero.

Concetto di CCD e ACD e solubilità dei carbonati:

La relativa solubilità dei carbonati è in funzione della mineralogia e del contenuto in Mg della calcite magnesifera. Very HMgCa è la più solubile, seguita da aragonite e HMgCa, che a loro volta sono meno solubili di LMgCa (il meno solubili di tutti!). La dolomite è meno solubile dei minerali CaCO_3 . Il tasso di dissoluzione della dolomite è circa 100 x più lento di quello di calcite e aragonite

La solubilità dei carbonati è in relazione a temperatura e pressione (profondità dell'acqua).

La solubilità diminuisce con l'aumentare della T e aumenta con l'aumentare della pressione. Le acque marine cambiano di composizione: ci sono quelle con + saturazione rispetto al carbonato di calcio (regioni tropicali) e quelle più sottosature (alte latitudini e comunque le acque più profonde).

Nella figura riportata la situazione tipicamente tropicale.

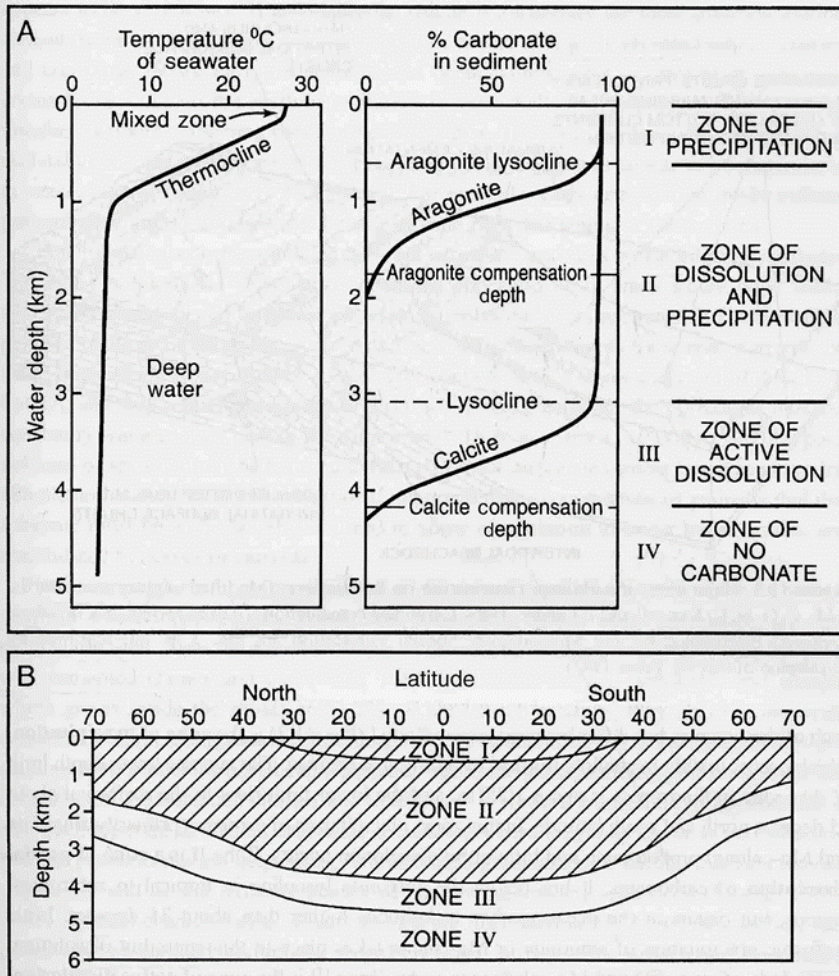


Figure 11.2 Generalized plots showing variations in seawater temperature with water depth and the relative positions of the aragonite and calcite lysoclines and compensation depths. Major zones of seafloor diagenesis are plotted to the right. (From James N. P. and P. W. Choquette, 1983b, Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment: *Geosci. Can.*, 10, Fig. 1, p. 163 and Fig. 2, p. 164, reprinted by permission of the Geological Association of Canada.)

James e Cloquette (1983) differenziano 4 zone diagenetiche nei moderni oceani:

Zona1: zona di precipitazione. Domina la precipitazione di cementi. La dissoluzione è assente o minima

Zona2: zona di parziale dissoluzione. Ci può essere una limitata precipitazione di aragonite e Mg calcite inorganica

Zona3: zona di attiva dissoluzione. In mari polari può prendere tutta la colonna d'acqua

Zona4: zona no carbonato. Sotto il CCD

LA SEDIMENTAZIONE CARBONATICA ATTUALE

Lo sviluppo ATTUALE dei carbonati si ha nelle acque calde, chiare, trasparenti ed illuminate dei mari tropicali a profondità massima di alcune decine di metri.

Caratteristiche di queste acque: salinità normale (35 ‰) $T > 25^\circ$, no sedimento in sospensione, penetrazione della luce. In queste acque si ha la massima produttività carbonatica da parte degli organismi carbonatici e precipitazione di materiale inorganico come ooidi e fango.

Il tasso di produzione carbonatica rimane pressoché costante fino a 10-15 metri di profondità per poi diminuire rapidamente fino a 60-100 metri.

Come si è già detto lo scorso anno, esistono anche carbonati presenti nei mari temperati e polari.



Una piattaforma si accresce grazie ad organismi sessili che costruiscono il reef (oggi soprattutto coralli sclerattini) o organismi, in genere microbi, che inducono la precipitazione di carbonato attraverso il loro metabolismo.

CARBONATE FACTORIES (ossia sistemi di produzione carbonatica)

E' stata creata una classificazione che prevede la possibilità di tre tipi di fattorie carbonatiche (tre sistemi di produzione di materiale carbonatico). Una fattoria carbonatica è un insieme di ambienti sedimentari in cui intervengono organismi e processi sedimentari che guidano la formazione della piattaforma carbonatica (Schlager, 2005: Schlager W., 2005, Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM, Tulsa, Oklahoma, 200 pp. [ISBN 1-56576-116-2](https://doi.org/10.1029/1000-1000)).

Questi 3 sistemi differiscono per la modalità di precipitazione (del carbonato), la composizione mineralogica, il range di profondità per la produzione oltre alla potenziale crescita.

Queste modalità vengono indicate con i termini di T factory (Tropical factory, C factory (Cool-water factory) e M factory (.Mud-mound factory). Questa classificazione NON considera la geometria dell'ambiente carbonatico. Per i dettagli si rimanda al testo sopra indicato.

GRANI

Le “fattorie carbonatiche”, le aree cioè in cui vengono prodotti i sedimenti carbonatici, producono sedimenti di granulometria che varia dalla ghiaia all’argilla (come le silicoclastiche) oltre a sedimenti che sono duri o perché costituiti da costruzioni organogene o per cementazione precoce entro gli ambienti di sedimentazione (framestones o bindstones).

I grani che compongono le rocce carbonatiche sono raggruppabili in categorie. Un modo di catalogarli è di raggrupparli in 5 categorie principali:

Grani rivestiti (Coated grains) Ooidi Pisoidi Oncoidi (Cortoidi)	Intraclasti	Extraclasti	Peloidi Coproliti Micro intraclasti Aggregati di matrice	Grani scheletrici o bioclasti
---	--------------------	--------------------	--	--------------------------------------

DESCRIPTION	ORIGIN OF GRAINS
Skeletal grains: calcareous hard parts of organisms or fragments of them.	Secreted by organisms in biotically-controlled fashion; specific shapes and textures provide important clues to the organism and the environment of formation.
Peloids: micritic, subrounded grains, usually without internal structure; soft or hard during deposition	Can originate (1) as fecal pellets of mud-digesting organisms; (2) by micritization (alteration by boring microbes) of skeletal grains or ooids; (3) by precipitation of micrite in biotically-induced fashion.
Aggregate grains: lumps of several round grains, agglutinated by sparitic or micritic cement or micrite laminae.	Delicate balance between deposition, erosion and cementation at the sea floor. Sand-size grains are first deposited, then weakly cemented in a patchy manner, and subsequently ripped apart by renewed currents such that only the best-cemented groups stay together.
Oncoids: irregularly shaped grains consisting of crudely concentric to strongly asymmetric micritic laminae wrapped around a nucleus. Oncoids may be hard or soft upon deposition.	Micrite layers are precipitated in bio-induced fashion around a nucleus and this lump is occasionally rolled around to become coated on all sides; precipitation mainly by bacteria or cyanobacteria.
Ooids: Smooth, spherical grains consisting of a nucleus and concentric laminae. Laminae may be micritic or sparitic, sometime displaying radial structure super-imposed on the concentric fabric. Most ooids are sand size, coarser ooids are often distinguished as "pisoids".	Smooth surfaces and near-spherical shape indicate formation in an environment where physical abrasion in turbulent water and growth alternate. Ooids of different mineralogies and textures have been produced by abiotic precipitation in the laboratory (Davies & Ferguson, 1978) but bio-induced precipitation cannot be excluded for natural environments.
Cortoids: grains with the principal structure of oncoids or ooids but consisting of a large nucleus covered by very few concentric micrite layers.	Formation analogous to oncoids or ooids except that the grain reaches limiting size already after few laminae because of the large nucleus. Some cortoids form by micritization of the outermost parts of skeletal grains or ooids.
Lithoclasts: fragments of limestone or dolomite; as carbonate sediment may lithify in a few years within the depositional environment, lithoclasts may be geologically coeval and derived from the same environment. These clasts are sometimes called "intraclasts" and distinguished from externally derived, stratigraphically older "exoclasts".	Reworking of lithified layers or rocks by marine or terrestrial erosion or biotic activity.

Fig. 2.33.— Carbonate grains. Compiled from Flügel (1982, p. 124); Tucker and Wright (1990, p. 1-13); Flügel, 2004, p. 100-107.

volte presentare qualche problema.

Non tutti gli autori sono concordi con questa classificazione, soprattutto per quanto riguarda i grani rivestiti!!!!!!!!!!!!

Altri autori mettono a parte i **grani aggregati** e i **cortoidi**

OOIDI

Il grano è l’ooido, la roccia che ne deriva è l’oolite.

Si tratta di precipitazione di carbonato di calcio attorno ad un nucleo libero di muoversi.

Gli ooidi attuali si sono formati circa 1 migliaio di anni fa ed hanno subito fasi alterne di crescita e di stasi; non superano il mm (variano fra 0.2 e 2.5mm) (più grossi sono e meno si muovono) e il 98% di essi è costituito da cristalli aciculari di aragonite (è il carbonato che attualmente precipita in acque basse ed agitate). Gli ooidi hanno **per convenzione** diametro <2mm: questa soglia è appunto convenzionale e non ha un significato particolare; sono dimensionalmente ben selezionati (la dimensione è una soglia critica). Gli involucri (lamelle) sono levigati e regolari, sono ben laminati concentricamente (forma sferica o ellissoidale) e sono principalmente di precipitazione chimica. Tipicamente si formano in acque agitate dove sono spesso rimossi e si depositano formando sandwaves, dune e ripples ad opera di correnti tidali e di tempesta e dell'azione delle onde. Gli ooidi attuali presentano tre **microstrutture** (*microfabrics*): random, radiale, tangenziale: in pratica i cristalli di aragonite (aciculari, allungati) hanno una disposizione spaziale differente attorno al nucleo dell'oide a seconda dell'ambiente in cui si deposita (precipita):

Tangenziale: marini di alta energia



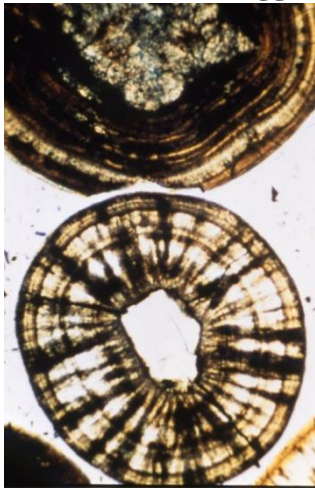
(fig ooidi attuale; bahamas)

Formazione: teoria dell'accrescimento stile palle di neve (accrescimento meccanico): acque molto agitate e sovrature di CaCO_3 (acque calde) provocano un aumento di CO_2 e precipitazione di aghi di aragonite: l'adesione al nucleo è favorita da mucillagine algale (teoria confermata dal fatto che la mucillagine è stata trovata appunto su ooidi attuali. L'oide cresce e precipita al fondo quando il suo peso supera l'agitazione delle acque (ci vuole qualche

milione di anni) \Rightarrow modello degli ooidi bahamiani (*ooids shoals*).

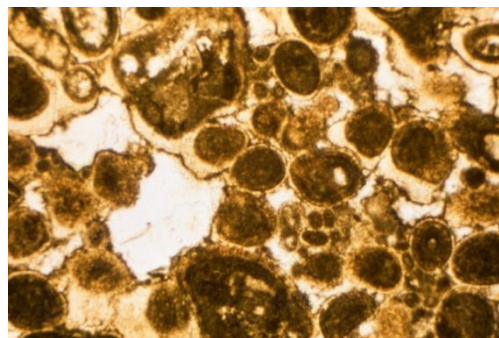
Localizzazioni principali: Bahamas.

Radiali (fibroso raggiata): generalmente di bassa energia



(fig. ooidi attuale: Gran Lago Salato)

Formazione e localizzazione: sembra che questa struttura sia dovuta soprattutto ad un meccanismo chimico: semplice crescita di cristalli sulla superficie dell'oide. La mineralogia può essere aragonitica (prevalente), HMgCa e LMgCa. In generale la struttura radiale è meno comune nell'ambiente marino rispetto alla tangenziale, ma comunque si trova nel Golfo d'Arabia (tidal flat) e nella Grande Barriera australiana (come HMgCa), o in lagune protette. Inoltre si trova nell'ambiente ipersalino del Grande Lago Salato (Utah) (che però sembra legata ad una situazione di alta energia). LMgCa nel lago Pyramide del Nevada e HMgCa in alcune situazioni marine: sono comunque casi più rari.



Random (micritica). (fig. ooidi antichi: struttura micritica – + cemento precoce+ cemento tardivo)

E' una struttura derivante dall'abbinamento delle due strutture sopra dette a causa della disposizione casuale dei costituenti (oggi soprattutto degli aghi aragonitici). Da esperimenti fatti in laboratorio sembra che questi ooidi derivino dalla combinazione di meccanismo di *needle-breeding* e di *collision-breeding*: precipitazione diretta di monocristalli sulla superficie dell'oide e accrezione meccanica per cattura di

fango carbonatico. Generalmente bassa energia. Anche l'intensa micritizzazione ad opera di micro-organismi endolitici può creare una microstruttura random. E' una struttura più tipica di ooidi fossili.

In realtà, non è possibile spiegare oggi tutte le differenze di microstrutture che si riscontrano (anche sulla loro origine la faccenda è ancora molto dibattuta)!!!! E non esiste neppure una regola valida sempre: per es. se una struttura tangenziale è tipica di acque molto agitate, è vero anche che alcuni autori hanno trovato in ambienti turbolenti strutture random.

Gli ooidi si possono formare però anche in ambienti diversi. Possono formare dune, si trovano in laghi salati, in grotte oppure sono pelagici o risedimentati (coinvolti nelle torbiditi, un esempio fossile sono quelli del Vajont); possono essere intertidali o sopratidali, possono precipitare in stagni e formare croste cementate. Per una corretta interpretazione di questi grani (vale anche per i pisoidi) è necessario osservare le strutture ad essi associate.

Tutto ciò è importante per capire gli ooidi antichi: va bene applicare l'Attualismo, ma con attenzione.

Gli **ooidi antichi** sono composti di calcite LMg, a meno che non siano dolomitizzati o silicizzati. Gli ooidi antichi non possono essere oggi aragonitici perché l'aragonite non è stabile.

Può succedere quindi che gli ooidi che oggi noi vediamo sono diversi da quelli passati: il mare produceva, per esempio nel Giurassico, ooidi di calcite LMg cioè ooidi che non possono aver cambiato struttura con la diagenesi. Gli ooidi attuali sono aragonitici al 98%, i subattuali hanno HMgCa al 98%; il 2% è aragonite.

Figure ooidi:

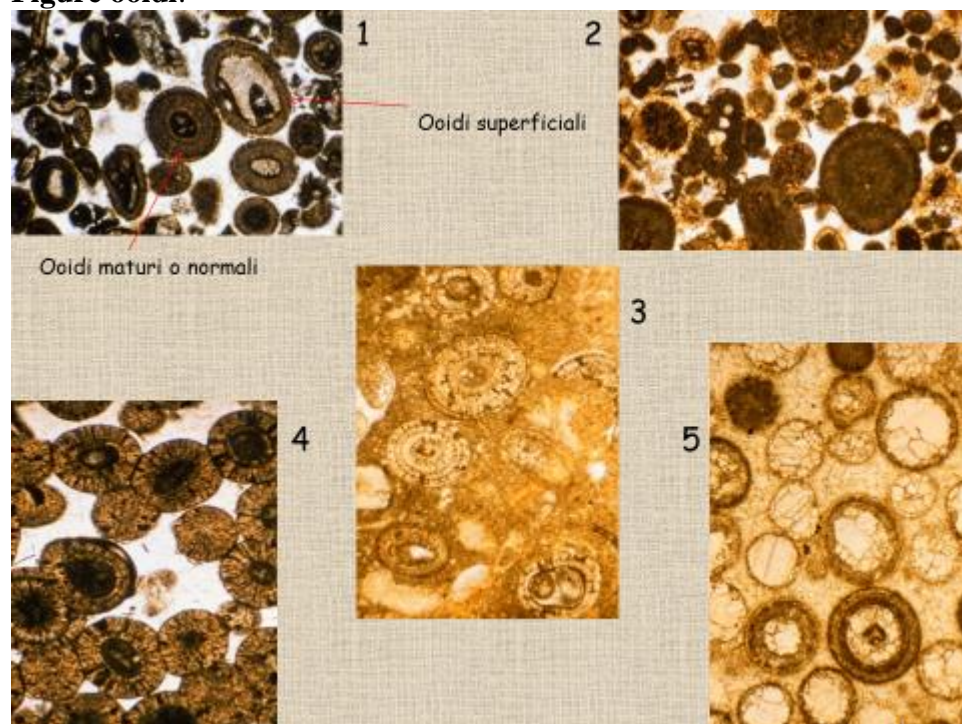


Fig. 1: ooidi superficiali: crinoide ricristallizzato a fabric radiale.

Fig. 2: Si possono anche trovare 2 diverse strutture abbinate nello stesso ooido.

per es: gli ooidi iniziavano come microcristallini e poi passavano a radiale; questo fatto è dovuto alle differenti mineralogie che a loro volta sono probabilmente legate a variazioni climatiche. E' questo il caso degli ooidi della Baia di Baffin nel Texas caratterizzata da una laguna ipersalina dove si formano attualmente ooidi bimineralici con involucri alternati di aragonite (tangenziale e random) e HMgCa (radiale).

Oppure ooidi adiacenti mostrano differenti microstrutture. In entrambi i casi si tratta di differenze nell'originaria mineralogia.

Fig. 3: ooidi radiali in micrite. Se sono attuali e li guardiamo al microscopio, mantengono conservata la loro originaria struttura. Se sono antichi quasi sempre sono sparite, ma se sono stati "sputati" nel retroscogliera hanno una matrice micritica.

PS: Le righe nere trasversali sono perforazioni ad opera degli organismi litofagi.

Non è assolutamente facile determinare se la calcite negli ooidi antichi era originariamente alta o bassa Mg. La presenza di piccoli cristalli di dolomite, evidenze di dissoluzione della cortecchia dell'oioide o la presenza di alti contenuti in ferro possono indicare una originale composizione alto MgCa.

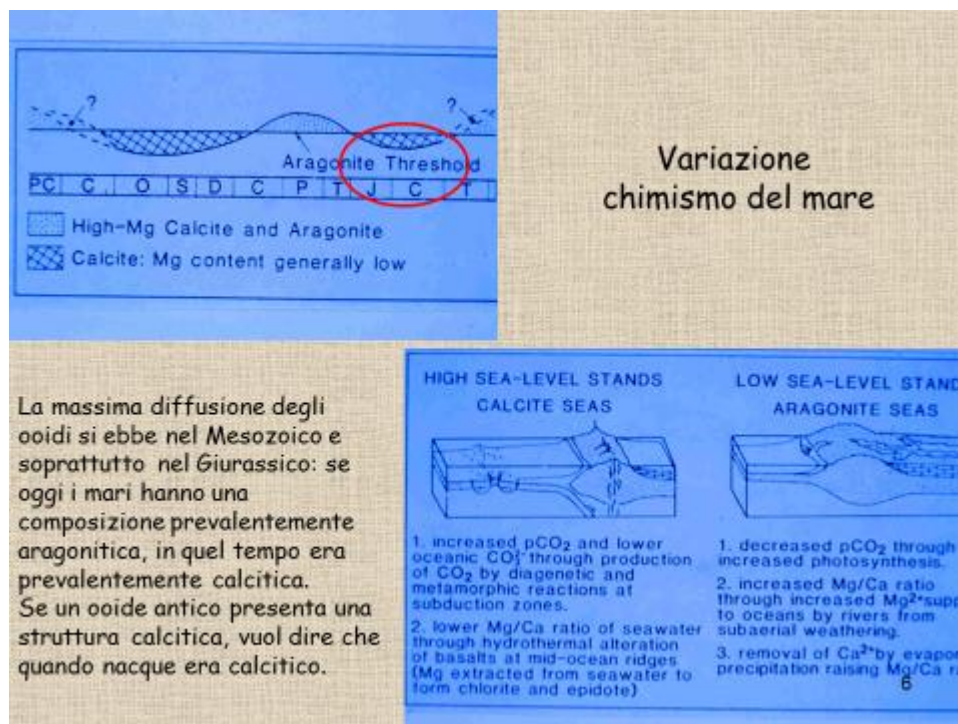
Fig. 4: ooidi radiali. LMg →LMg. Si tratta di ooidi giurassici (si vede bene la struttura interna); + perforazioni ad opera di organismi litofagi (alghe endofitiche).

PS: Se in una sezione sottile della più parte vedo il nucleo e di alcuni no, vuol dire che questi ultimi sono stati tagliati in senso tangenziale.

Gli ooidi sono riempiti da cemento microcristalino o fango carbonatico per gravità

Una volta si pensava che, poiché oggi per lo più gli ooidi sono aragonitici, quelli antichi dovevano esserlo anche e seppure trasformati (sostituzione in calcite), dovevano aver mantenuto la struttura d'origine: questa è l'applicazione rigorosa della teoria dell'Attualismo. In realtà non è necessario che sia successo proprio così.

Fig. 5: ooidi riempiti da mosaico di Ca: interno sciolto e riempito da calcite. Era probabilmente aragonite all'inizio. Questi ooidi si trovano in formazioni NON giurassiche (per es. fine Permico-inizio Trias).



Slide 7: La massima diffusione degli ooidi si ebbe nel Mesozoico e soprattutto nel Giurassico, vedi figura a lato

Gli ooidi giurassici (calcitici) sono perfettamente conservati, quello permo-triassici (aragonitici) no (non "sopravvivono" alla diagenesi se non in condizioni eccezionali). Lo stesso vale per gli organismi.

Questo dipende dal chimismo dei mari.

+CALCITE : legato forse al più alto lmm (+100m) a causa delle attività delle dorsali medio-oceaniche: la + CO_2 favorisce il contenuto di calcite, ma si abbassa il rapporto Mg/Ca perché l'Mg è tolto di mezzo per formare clorite ed epidoti (basalti, prodotti tipici delle dorsali)

+ARAGONITE : basso lmm; + fotosintesi (+ aree continentali); - CO_2 ; +Mg/Ca perché Mg è rifornito dai fiumi che arrivano al mare. Se basso lmm, allora si ha emersione delle aree marginali con formazione di evaporiti che sono soprattutto solfato di Ca e quindi Ca più alto, rimosso.

PISOIDI

Il termine è stato coniato per i pisoidi della piattaforma carbonatica del Capitan Reef (New Messico)

In realtà il termine, comunemente usato nella petrografia del carbonato, non trova un consenso totale per la sua definizione. Secondo Flugel (1982) i pisoidi sono ooidi non-marini, mentre per altri autori sono “semplicemente” ooidi di dimensioni >2mm. Comunque per la più parte in effetti sono NON-MARINI. Tipici pisoidi sono le cosiddette perle di grotta.

I pisoidi sono comunque piuttosto rari e si trovano spesso associati a tepee. Sono comuni nel Trias e quindi legati a clima arido (per AA hanno anche valenza climatica). Sono tipici di piattaforma carbonatica di bassissima profondità (insomma emersi o quasi): indicano condizioni ipersaline sovrassature rispetto al CaCO₃ che quindi precipita. Non c'è vita e si formano solo le pisoliti.

Se i pisoidi hanno una geometria a lamine, allora si sono formati in ambiente vadoso: si risconterà un cemento vadoso (ambiente sopratidale). Alla fine i pisoidi si cementano fra loro e formano “crostoni calcarei” (CALICHE, CALCRETE). ... È per questo che vengono spesso chiamati **pisoliti vadosi**.

PS: RICORDO Ambiente VADOSO: è relativo alla falda freatica: si trova fra la superficie del terreno e la tavola d'acqua (falda).

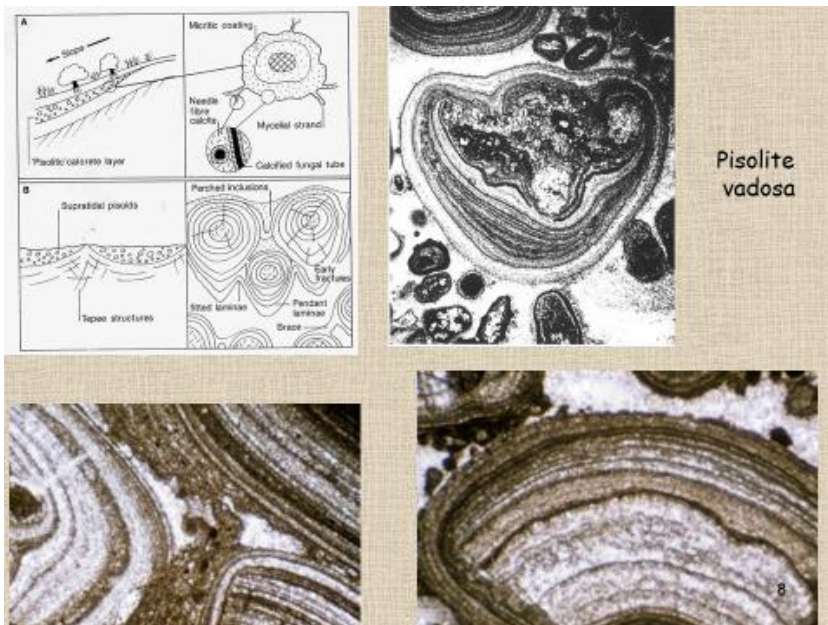
vadoso	1)
freatico	2)

Nei due ambienti si formano due diversi tipi di cemento

In 1) il fluido aderisce per capillarità ai grani (tipo gocciolina – cemento stalattitico)

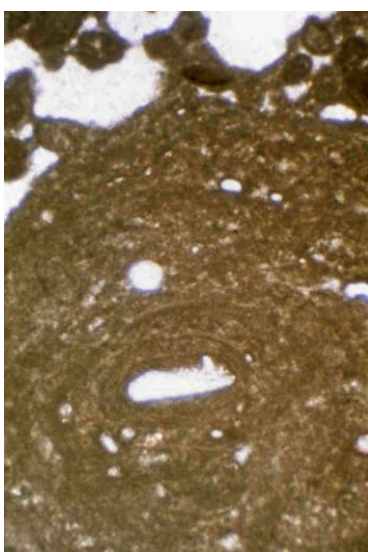
In 2) il fluido aderisce dappertutto (cemento simmetrico)

Un altro cemento vadoso è quello a menisco.



I pisoidi sono grani associati a tepee: i tepee si trovano senza i pisoidi, ma i pisoidi sono sempre accompagnati dai tepee.

Nelle figure a lato, sezioni sottili di pisoidi: gli involucri sono netti e sottili, gli spessori variabili da pochi um a qualche um. Visibili anche, nella diapo di destra, 2 fasi di crescita.

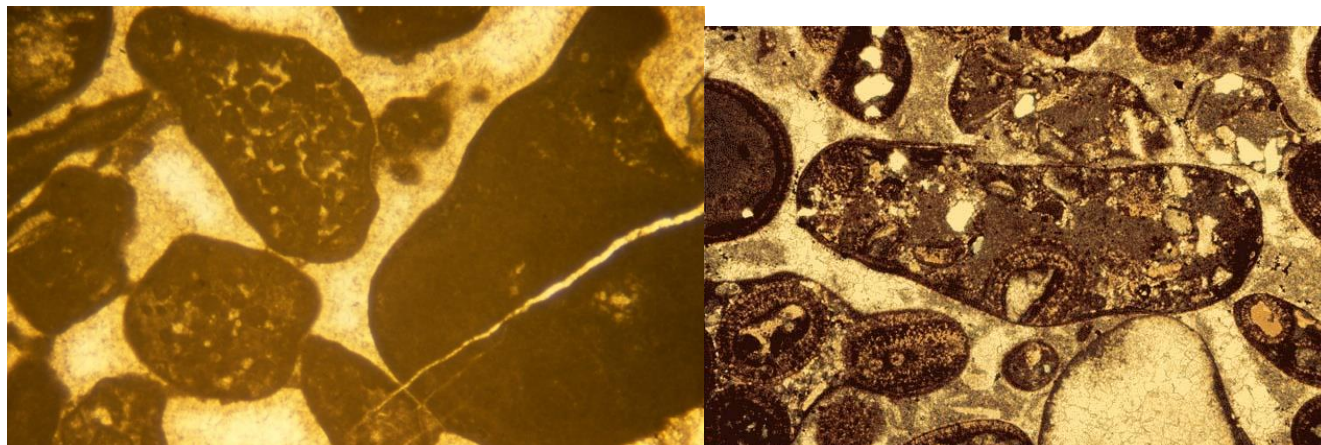


ONCOIDI

Gli oncoidi sono costituiti da involucri mal definiti e fangosi; le bande un po' più scure sono dovute alla presenza di sostanza organica prodotta dai cianobatteri. Spesso si vedono “palline chiare”: sono fossiletti inglobati durante la formazione degli oncoidi.

Sono il prodotto di intrappolamento biomeccanico. Si formano in ambiente carbonatico di bassa profondità e si trovano associati a bioclasti e ooidi. Si tratta in pratica di una stromatolite sferoidale.

INTRACLASTI – EXTRACLASTI (LITHOCLASTI)



Intraclasti ed extraclasti (o lithoclasti) sono grani diversi geneticamente: i primi sono coevi alla roccia che li ha inglobati (intrabacinali), i secondi sono più vecchi della roccia che li ha inglobati (extrabacinali).

Intraclasti – extraclasti sono frammenti di sedimento carbonatico in parte o del tutto consolidato e rimaneggiato.

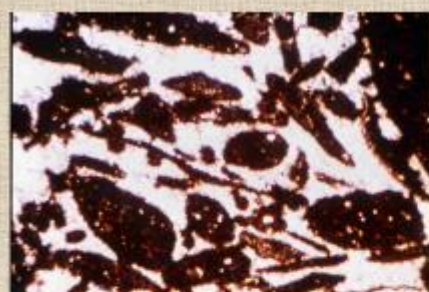
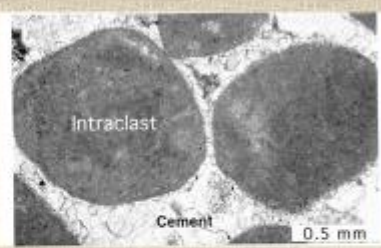
Per distinguerli: i primi non hanno subito trasporto o quasi: sono quindi più spigolosi e irregolari, mentre i secondi hanno subito trasporto e quindi sono più tondi. Purtroppo i carbonati sono rocce “tenere” e quindi non è sempre possibile applicare questa tecnica. Però nel 90% dei casi i clasti di una roccia carbonatica sono intra: quindi ci si basa su questo fatto.

Gli **intraclasti** sono per lo più frammenti di fango prodotti da erosione penecontemporanea di sedimento debolmente litificato ad opera di onde, mareggiate o correnti, ma anche ad opera di organismi (burowing e boring). In pratica le cause più comuni sono 1) erosione di beach rock litificata entro zone sopra e intertidali 2) rottura di fanghi calcarei sopratidali parzialmente litificati.

Un **extraclasto** presuppone la presenza di una fase tettonica che muove (“porta fuori”) qualcosa che si è formato prima. Insomma sono semplicemente frammenti di roccia carbonatica

Gli intraclasti sono per lo più fangosi (facili da smantellare). Gli extraclasti presentano diagenesi.

Nello schema delle indicazioni per riconoscere gli uni dagli altri anche se in realtà la cosa non è assolutamente facile.

Nella figura: intra ed extraclasti.

Figura a colori grani arrotondati con strutture interne, circondati da grani fini. Si tratta di carbonati rimaneggiati (reworked), ma probabilmente sono stati depositati nello stesso ciclo deposizionale come sedimento finale, quindi sono intraclasti.

Characteristic	Description
Fossil content	May contain reworked, stratigraphically older fossils
Weathering features	Clasts have less stained, oxidized boundaries or rims
Inherited veins	May contain recrystallized veins inherited from parent rock
Nature of clast boundaries	Fossils or other grains within the clast possibly truncated at the extracast boundary
Boundaries	Clasts either conspicuously rounded or conspicuously angular
Compaction effects	Extraclasts lack compaction features, whereas intraclasts may show evidence of postdepositional compaction
Diagenetic textures	Extraclasts containing cementation or recrystallization textures that differ from associated carbonate grains
Associated noncarbonate grains	Tend to be associated with detrital chert or sandstone fragments

From multiple sources.

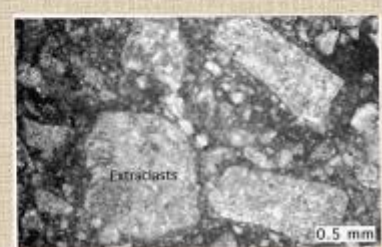


Foto in bianco e nero : nella prima intraclasti ben arrotondati prodotti in ambiente ad alta energia, cementati con calcite spatica. Nella seconda intraclasti da angolosi a sub arrotondati in una matrice fangosa carbonatica (scuro)

PELOIDI

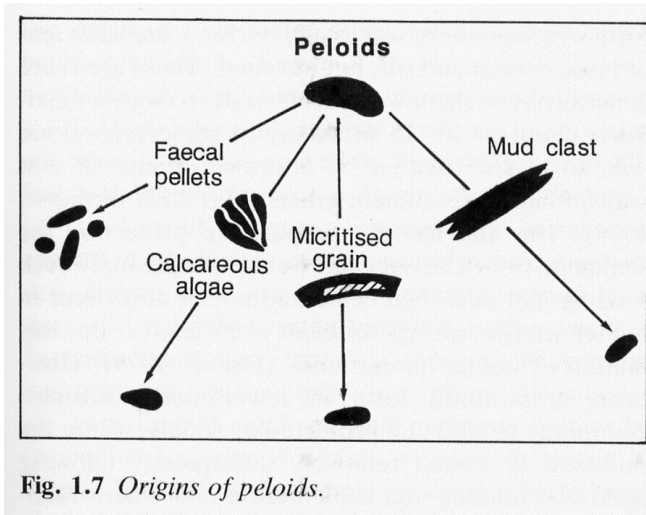


Fig. 1.7 Origins of peloids.

Termine poligenetico che comprende grani sferici, subsferici o ellissoidali fino a forme più irregolari di diversa origine, composti da carbonato microcristallino (micrite) privo di strutture interne, delle dimensioni della sabbia medio-fine. E' un termine puramente descrittivo.

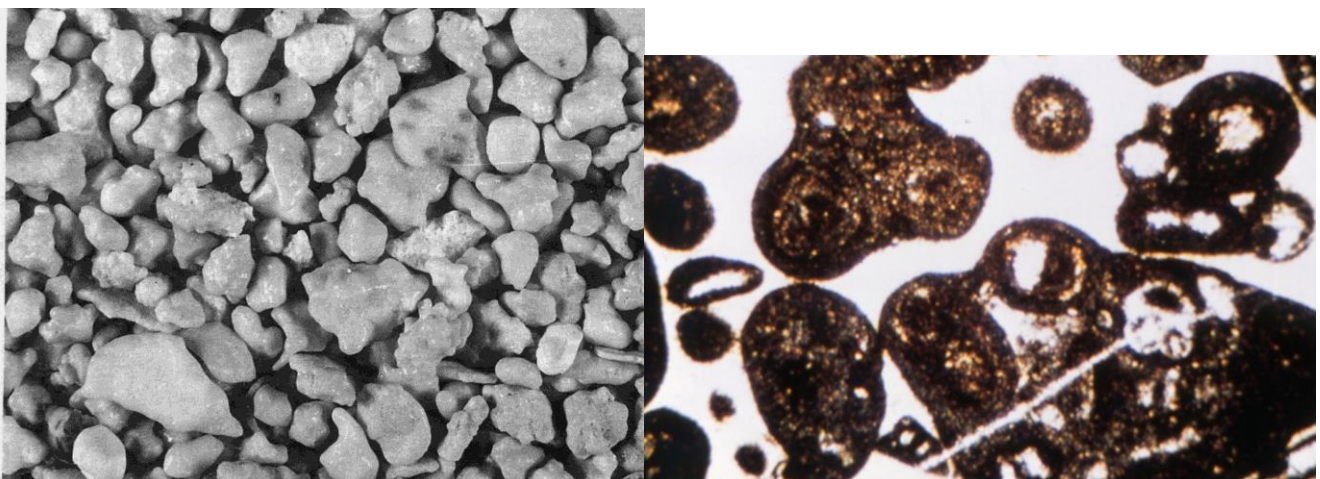
Si trovano tipicamente in sedimenti carbonatici di acque marine basse. In figura 1.17 (diapo) le diverse origini dei grani. In realtà è spesso molto difficile stabilire all'interno dei calcari l'esatta origine di questi grani.

- Possono essere:
- Clastini di fango** (microintraclasti → <200um)
 - Grani micritizzati** (per es. un frammento di valva di lamellibranco sfioracchiato (microbial micritization) intensamente da altri organismi (alghie endolitiche) e quindi sembra “continuo” il suo bordo): frequenti nei sedimenti attuali delle Bahamas
 - Alghie calcaree** (materiale prodotto direttamente dall'alga o attraverso calcificazione di cianobatteri in tappeti alghie)
 - Fecal pellets o coproliti** (il contributo maggiore) (in laguna si vedono anche ad occhio nudo)

PS : al microscopio i peloidi possono apparire come masserelle finemente granulari, tipo micrite, ma nella micrite non si vedono i granuli.

Nelle rocce comunemente si trovano in micrite e la loro presenza indica una deposizione in ambiente a bassa energia.

GRANI AGGREGATI: GRAPESTONES, LUMPS - BOTROIDI



I grani aggregati si formano quando più particelle carbonatiche vengono cementate insieme. Hanno un diametro che varia fra 0.5 e 3 mm ed hanno una forma irregolare. I granelli che li costituiscono sono per lo più micritizzati ed hanno le dimensioni di una sabbia e sono tenuti insieme da cemento

microcristallino o da sostanza organica. Sono stati riconosciuti diversi tipi di grani aggregati nei sedimenti delle Bahamas Banks che non hanno un reale significato genetico: si tratta insomma di grossi peloidi o clasti con diverso grado di obliterazione interna.

Si tratta per lo + di + ooidi aggregati e rispecchiano condizioni energetiche inferiori rispetto agli ooidi in quanto hanno dimensioni comprese fra 0.5 e 3 mm.

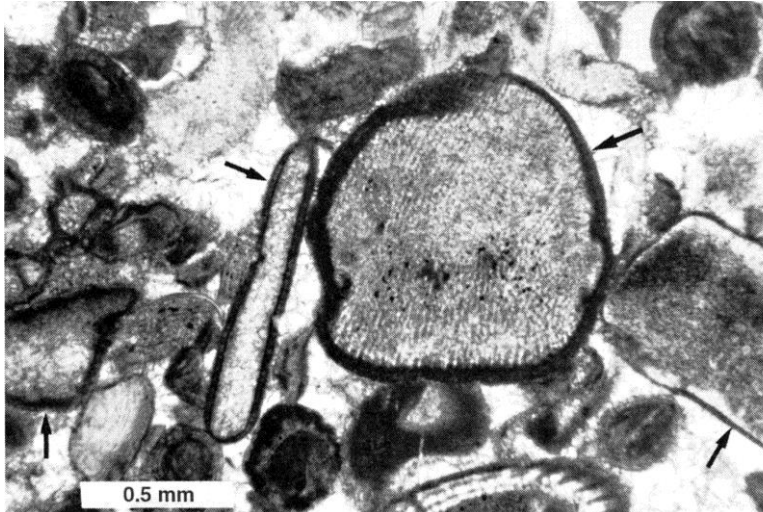
Grapestones: aggregati di grani sferici (generalmente ooidi micritizzati)

Lumps: aggregati con contorno liscio che comunemente hanno dei vuoti all'interno

Lumps botroidali: sono grapestones o lumps con un sottile rivestimento oolitico

CORTOIDI

Anche se non messi nell'elenco perché in realtà inglobati in altre tipologie di grani, alcuni autori



inseriscono fra i grani rivestiti anche questi. Si tratta generalmente di grani di dimensioni 2-5 μm con al nucleo un fossile, ootide, peloidi, avvolti in una pellicola scura di micrite intorno (*micrite envelope*).

La micrite envelope può avere quindi diversa origine: 1) microperforazione da parte di organismi (distruttiva) 2) sviluppo costruttivo da parte di organismi epilatici (organismi che vivono sopra o attaccati alla roccia) 3) parziale dissoluzione e ricristallizzazione (è un vero e proprio processo diagenetico).

GRANI SCHELETRICI – BIOCLASTI

I componenti scheletrici in un calcare sono in funzione del materiale carbonatico secreto dagli invertebrati nello spazio e nel tempo. Fattori ambientali come profondità, temperatura, salinità, substrato e turbolenza controllano la distribuzione e lo sviluppo degli organismi nei cari sub-ambienti carbonatici. Dal Paleozoico ad oggi vari gruppi si sono espansi, evoluti ed estinti.

Coralli : dopo un periodo di notevole importanza nel Paleozoico, decrescono di importanza nel Mesozoico per ritornare in auge nell'Attuale.

Crinoidi : dominanti nel Paleozoico, oggi di scarsa importanza

Echinidi : importanti oggi

Brachiopodi : importanti nel Mesozoico e nel Paleozoico

Bivalvi e Gasteropodi : oggi periodo di massimo splendore

Le **Stromatoliti** (CHE COMUNQUE NON SONO ORGANISMI), erano estremamente diffuse nel Precambriaco e nel Cambriaco, mentre oggi sono poco rappresentate.

Tenendo presente la originaria mineralogia dei gusci degli organismi, si può prevedere come possono fossilizzare e quindi prevedere il prodotto finale della fossilizzazione stessa.

La più parte dei campioni di organismi fossili viene dal Mesozoico.

PS i crinoidi fossilizzano in piastrine monocristalline, bivalvi e brachiopodi anche come frammenti e non possono essere confusi fra loro perché hanno composizione originale diversa.

Ricordiamoci che fra gli organismi distinguiamo quelli produttori di carbonatico e costruttori:

Produttori: cioè organismi che producono, in vario modo, fango carbonatico: oggi i massimi produttori sono le alghe verdi nelle basse profondità (piattaforma) e i foraminiferi planctonici.

Costruttori: organismi in grado di costruire una impalcatura solida in grado di resistere alle onde. Nell'attuale (e nel Trias) sono i coralli, nel passato per es. le rudiste (Mesozoico). Ci sono stati periodi nella storia nota della Terra in cui gli organismi costruttori, e quindi le scogliere, non erano presenti (almeno non nella definizione di scogliera che viene oggi data).

Quando si osserva un campione, bisogna distinguere se vedo il guscio originale oppure no. Se il frammento è riempito di calcite, allora non è l'originale. A volte però si vedono le tracce, i relitti della struttura originale. Se la struttura è conservata allora è quella originale.

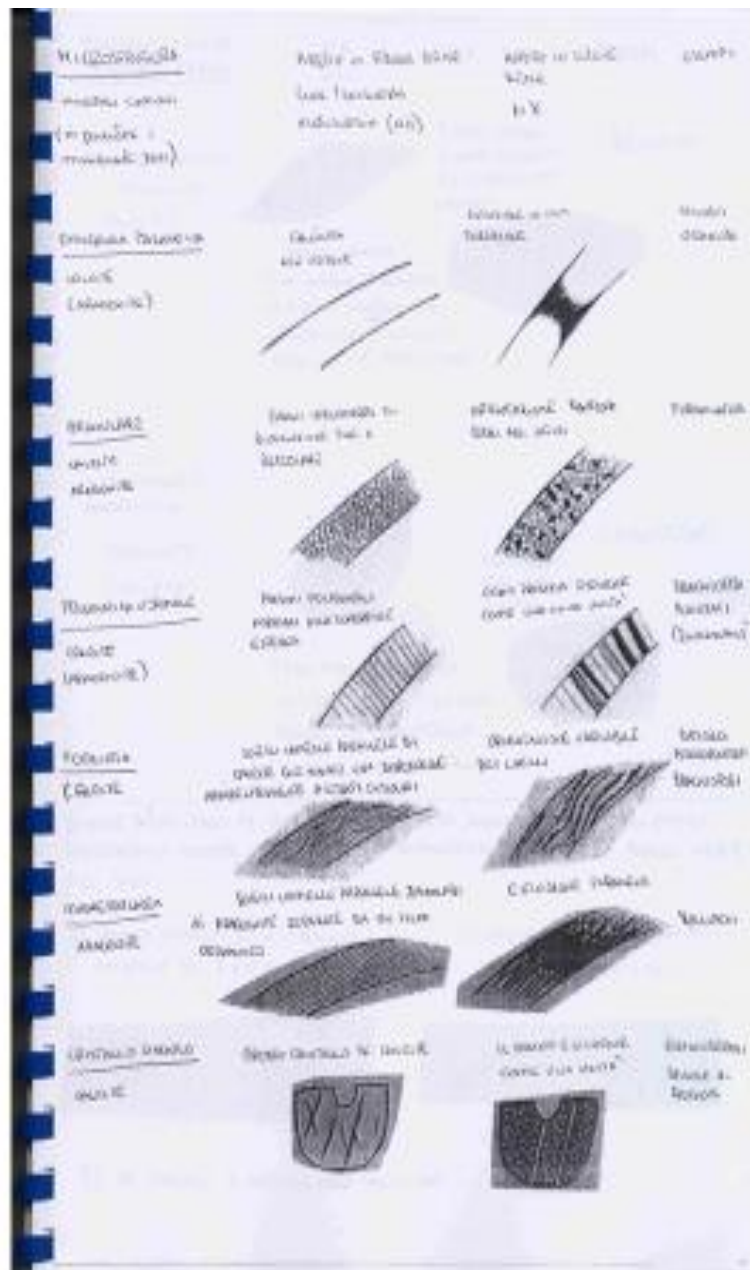
Quanto sotto riportato aiuta nel riconoscimento delle rocce carbonatiche in sezione sottile, ma prevede una conoscenza degli organismi che viene fornita nel corso di micropaleontologia. Quindi riporto queste informazioni che vanno recepite solo come cultura generale cui attingere quando e se farete il corso di micropaleontologia.

Nello schema sottostante ora alcuni esempi di **composizione del guscio originale**:

MICROSTRUTTURE

Majewske O.P. 1969

"Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections"



Guscio omogeneo prismatico: è costituito da calcite chiara; estingue in modo ondulato. Tipico di ostracodi.

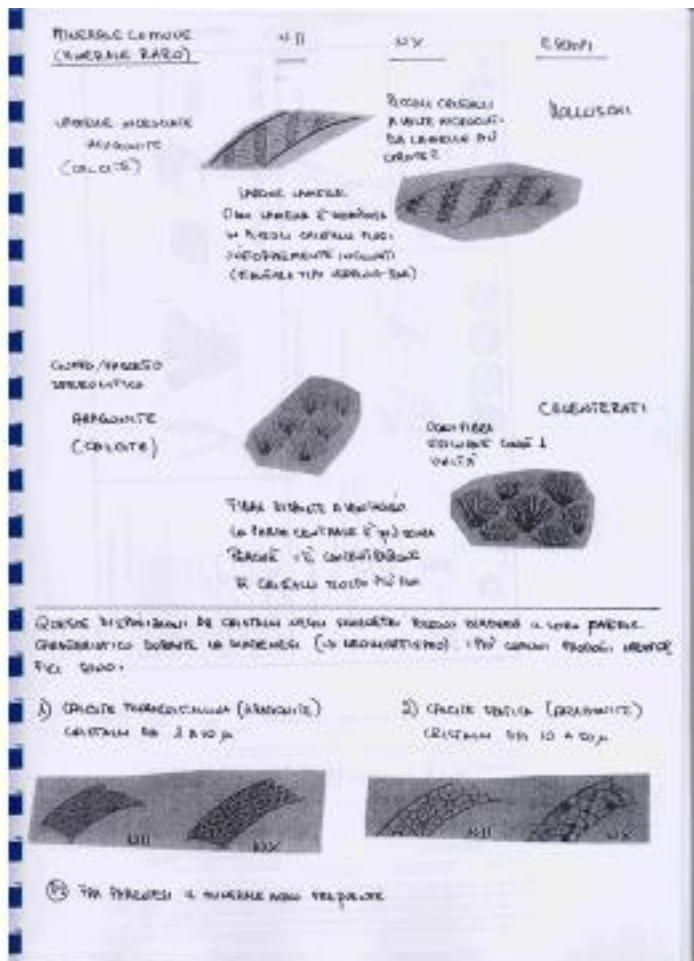
Guscio di calcite/aragonite granulare: tipico di foraminiferi

Guscio a calcite prismatico: si tratta di prismi orientati perpendicolarmente rispetto all'andamento del guscio. E' tipico di brachiopodi punctati di tipo *Inoceramus*: si trova nella Scaglia Rossa, formazione tipica del Creta Sup. (Alpi Venete). In realtà *Inoceramus* è bentonico e quindi non si sa come collegarlo alla Scaglia.

Guscio a calcite fogliata o fibrosa (a bande): bande parallele oblique rispetto all'andamento del guscio. Aspetto tipico dei brachiopodi pseudopunctati, di briozoi

Guscio madreperlaceo: non molto frequente. E' aragonitico, e non conserva la propria struttura, e presenta percentuali variabili di sostanza organica. Tipico di ostriche ed altri molluschi

Monocristalli di calcite: grossa plaga di calcite che, girando il piattino a NX si estingue. In più c'è una microcristallizzazione interna. Aspetto tipico di echinodermi



Nella seconda **figura** ancora altre microstrutture, meno frequenti (ricordo la **lamellare incrociata** propria di alcuni molluschi), e alla base come esse possono cambiare per il processo neomorfico.

A questo punto, infatti, ricordo che:

oggi → calcite = LMg ⇒ per lo più in organismi carbonatici planctonici
 aragonite e HMg ⇒ soprattutto negli altri organismi a guscio carbonatico (forme instabili che si trasformano in LMg)

durante la diagenesi HMg ⇒ LMg → la struttura si conserva

aragonite ⇒ LMg → perdita della struttura (in genere si forma un buco riempito di calcite spatica).

PS una Stromatolite al microscopio si vede come tante lamine di fango ondulate.

Come detto sopra, sarebbe quindi indispensabile conoscere i vari tipi di microrganismi. Nel corso questo non può essere richiesto e quindi ci limiteremo a riconoscere le forme più facilmente distinguibili.

Vedremo ora alcune diapositive (*pdf a parte*) dei principali organismi che contribuiscono e che hanno contribuito alla formazione di materiale carbonatico.

PS: la valutazione della percentuale si fa a stima visiva per confronto con le tavole di comparazione.

II FANGO CARBONATICO

Molti calcari (rocce) sono costituiti, interamente o parzialmente, da una matrice fine carbonatica definita micrite (carbonato microcristallino). La dimensione della micrite (cioè del fango carbonatico antico) è generalmente $< 4\mu\text{m}$ ed esiste una varietà di termini per descrivere le differenti dimensioni nelle quali si possono presentare i cristalli di micrite. L'osservazione al SEM ha messo in evidenza che la micrite non è omogenea, ma presenta delle aree con cristalli a volte più fine, a volte più grossolani. La micrite è soggetta alla alterazione diagenetica e può essere rimpiazzata da un mosaico più grossolano definito microsparite (5-15 μm) attraverso il fenomeno detto neomorfismo. Per quanto riguarda la dimensione del fango, si ritrovano, negli ambienti attuali fanghi a dimensioni di 10, 20, 30 μm ed anche taglie più grosse. **Il limite dimensionale del fango carbonatico è basato sul comportamento idrodinamico del materiale** e sulla possibilità pratica di riconoscere macroscopicamente, anche se con lenti, i vari grani (tab Bosellini). Per il Folk, secondo il quale la micrite è esclusivamente un precipitato chimico, le taglie superiori ai 4 μm derivano da un processo diagenetico.

Il fango carbonatico si accumula negli attuali ambienti delle piane tidali, delle acque basse delle lagune ed in fondo agli oceani.

Esiste un fango costituito da coccoliti (LMg) in ambiente pelagico che conserva la mineralogia originaria, ma esiste anche un fango di piattaforma costituito da aghi di aragonite che non sono stabili. La micrite antica è tutta calcite (LowMgCa)

Allora, qual è l'origine di questo fango?

La micrite (fango) è poligenetica e dopo la diagenesi è in genere impossibile risalire alla sua origine.

Fondamentalmente l'origine è riconducibile a due cause:

origine biologica : l'aragonite, inizialmente presente nel guscio degli organismi, arriva ad essere fango secondo vari meccanismi: disfacimento dei gusci ad opera di organismi (disfacimento biologico), disfacimento meccanico dei gusci degli organismi, disfacimento *post mortem* di alghe verdi che dopo la morte si depositano e danno luogo a fango aragonitico (nelle Bahamas gran parte del materiale fangoso è fornito dalle alghe verdi (Neuman & Land, 1975)

origine inorganica : l'aragonite è un precipitato chimico diretto (la micrite di Folk): oggi, all'interno delle lagune tropicali c'è più salinità e quindi precipitazione di aghi di aragonite dall'acqua di mare (sperimentalmente verificato in aree del Golfo Persico).

La composizione isotopica dello Stronzio consente di stabilire se l'aragonite è il prodotto di disfacimento del guscio o un precipitato chimico: lo Stronzio fa parte della chimica dei gusci degli organismi!!!!

In ambienti + aridi → precipitazione chimica diretta

In ambienti + umidi → meccanismo di disfacimento *post mortem*

IL CEMENTO: SPARRY CALCITE (la CALCITE SPATICA)

Terzo grosso costituente delle rocce calcaree.

I cristalli sono grandi 0.02-0.1 mm. E' il cemento che riempie gli spazi fra i grani. In genere la si abbina all'alta energia. Invece bisogna stare attenti (come per la micrite): i pori infatti possono essere

secondari (dissoluzione durante la diagenesi). In questo caso la calcite spatica NON può essere messa in relazione con l'ambiente di deposizione.

La calcite spatica può formare una vasta gamma di *fabric* di cemento e possono essere riconosciuti diversi tipi di cemento.

Il più comune è il cemento GRANULARE o a MOSAICO: composto da cristalli di circa uguali dimensioni.

Cemento FIBROSO: sia grossolano che finemente fibroso

Cemento LAMELLARE (bladed)

Cemento SINTASSIALE (di accrescimento) (singolo cristallo di calcite in genere attorno a frammenti di echinodermi). Questo tipo di cemento è simile a quello che di accrescimento attorno al granulo di quarzo. Altri organismi che possono presentare questo tipo di cemento sono coralli, frammenti di brachiopodi, di molluschi, foraminiferi). In questi ultimi casi si ha una incrostazione lamellare in continuità ottica con il (cristallo del) fossile.

Cemento a DRUSA: cristalli da euedrali a anedrali, lamellari o grossolanamente fibrosi orientati perpendicolarmente alla superficie del grano carbonatico. Ci può essere un incremento della taglia dei cristalli andando verso il centro del poro o cavità. L'origine di questo cemento può essere diversa.

9.4 Major components of limestones

345

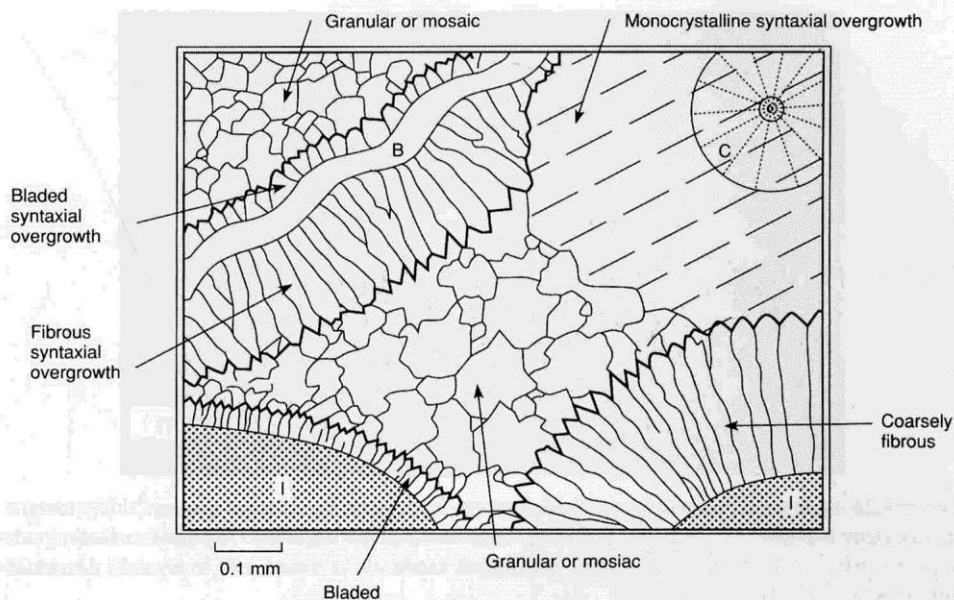


Figure 9.25 Some important types of sparry calcite cement fabrics in limestones. B = brachiopod, C = crinoid, I = intraclast. The change from bladed crystals to larger, granular crystals in the lower left corner of the figure illustrates "drusy" fabric. (After Folk, R. L., 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in Pray, L. C. and R. Murray (eds.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis*: SEPM Special Publication 13, Fig. 6, p. 27, reprinted by permission of the Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK.)

Non tutta la calcite spatica è il vero e proprio cemento che si è formato per precipitazione diretta in pori o altre cavità. La calcite spatica può essere una micrite o grani carbonatici ricristallizzati: viene chiamata NEOSPARITE. In questo caso non c'è un riempimento degli spazi o pori. Non è importante per risalire all'ambiente di deposizione ma, per gli studi petrografici, deve essere distinta dalla calcite spatica di cemento. Anche se la neo sparite non forma comunemente un *fabric* a drusa, essa "mima" (assomiglia a) molti dei cementi detti prima. E questo rappresenta uno dei maggiori problemi nella petrografia dei carbonati.

POROSITA'

Le porosità sono importanti in una roccia carbonatica soprattutto per quanto riguarda la ricerca petrolifera.

La porosità di una roccia è data dal rapporto fra il totale degli spazi porosi ed il volume totale della roccia (espresso in percentuale). **In realtà l'importanza di un *carbonate reservoir* dipende soprattutto dalla sua permeabilità, che controlla l'accumulo di petrolio, piuttosto che dalla porosità.** Alcune rocce sono porose, ma hanno bassa permeabilità e quindi è la cosiddetta **porosità effettiva** ad essere importante. Varie tecniche possono essere usate per stimare la porosità in un calcare, ma le tecniche più comuni prevedono un conteggio di punti, il che è soggetto ad errori. La porosità di un calcare (10-15%) è diversa da quella di un'arenaria (15-30%). Inoltre la porosità di un'arenaria è prevalentemente primaria, mentre in un calcare è prevalentemente diagenetica. Importante è anche riconoscere una porosità primaria da una secondaria.

Esistono diverse varietà di porosità nelle rocce carbonatiche e anche loro diverse classificazioni che non saranno trattate in questo corso.

DIVERSE LATITUDINI DIVERSE ASSOCIAZIONI DI CARBONATI

Nei mari tropicali e subtropicali esistono due diverse condizioni ambientali in cui si verifica una estesa deposizione di sedimenti carbonatici

bassi fondali: tasso di sedimentazione alto $\approx 100\text{cm}/1000\text{y}$

acque profonde: basso tasso di sedimentazione $\approx 10\text{cm}/1000\text{y}$
(decantazione plancton calcareo)

associazione tropicale \approx alghe verdi, coralli,
grani non scheletrici anche abbondanti

associazione mari temperati e freddi \approx molluschi, foraminiferi,
no grani non scheletrici

TABLE 1

Comparison of several environmental and facies attributes typical of (sub)tropical and non-tropical shelf carbonates. Based mainly on Lees (1975), Nelson (1978) and Leonard et al. (1981); see also Brookfield (1988) and Nelson et al. (1988b)

Environmental and facies parameters	Tropical-subtropical carbonates	Temperate-polar carbonates
<i>Setting</i>		
Latitude	between 30° N and 30° S	beyond 30° N and 30° S
Depositional	rimmed shelves or platforms	open shelves or ramps
Tectonic	stable	stable to unstable
Terrigenous supply	low	low to high
<i>Water properties</i>		
Mean temperature	above 23° C	below 20° C
Minimum temperature	about 14° C	below 12° C
Salinity	normal to hypersaline	normal (to reduced)
Carbonate saturation	supersaturated to saturated	saturated to undersaturated
Circulation	restricted to open	open
<i>Structures</i>		
Reefs	abundant	rare or absent
Algal mats (and stromatolites)	common	absent or not preserved
<i>Bulk sediment properties</i>		
Carbonate content	very high (> 90%)	moderate to very high (50–100%)
Texture	muds, sands and gravels	mainly sands and gravels
Sedimentation rate	relatively high (> 10 cm/1000 y)	relatively low (< 10 cm/1000 y)
<i>Non-skeletal carbonate components</i>		
Ooids	common	absent
Aggregates	common	absent
Peloids	common	rare or absent
<i>Major skeletal carbonate components</i>		
Flora	calcareous green algae calcareous red algae	calcareous red algae coccolithophorids
Fauna	hermatypic corals benthic foraminifers molluscs	bryozoans bivalve molluscs benthic foraminifers barnacles echinoderms serpulids brachiopods
<i>Skeletal attributes</i>		
Shell thickness	thick	mainly thinner
Rates of production	high	low to high
Diversity	high	mainly lower
Equitability	low	mainly higher
Shell preservation	generally good	poor to good
<i>Non-carbonate components</i>		
Terrigenous material	rare	rare to abundant
Glauconite	rare	common
<i>Diagenesis</i>		
Carbonate mud	common to abundant	rare, locally common
Origin of carbonate mud	mainly floral disaggregation and inorganic precipitation	mainly skeletal abrasion, bioerosion and maceration
Carbonate mineralogy	aragonite dominant	low- and/or high-Mg calcite dominant
Evaporite minerals (including dolomite)	locally common	mainly absent
Sea-bed lithification	common	uncommon
Diagenetic regime	constructive (grain preservation and chemical precipitation)	destructive (grain dissolution and maceration, biodegradation)
<i>Classification</i>		
Carbonate petrography	mudstone wackestone packstone grainstone boundstone	grainstone packstone
Skeletal grain associations	chlorozoan chloralgal	foramol bryomol

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE CARBONATICHE

La classificazione delle rocce carbonatiche ha una filosofia completamente diversa da quella delle rocce terrigene che è una classificazione dimensionale legata all'energia di trasporto. La granulometria di un sedimento organogeno, infatti, non esprime, come abbiamo già detto, necessariamente il grado di energia meccanica e l'efficacia selettiva di tale energia. Le spoglie degli organismi si possono comportare come un qualsiasi altro clasto (quarzo, frammentini di rocce, etc), cioè come materiali inerti che subiscono un trasporto, ma non si deve dimenticare che sono resti di organismi viventi, sviluppatasi fino a certe dimensioni in base a meccanismi biologici e non fisici. Le spoglie, in sostanza, possono semplicemente testimoniare che, là dove le troviamo, o poco lontano, vivevano quei determinati tipi di organismi. Quindi, quando i sedimenti sono costituiti da materiali organogeni (ma anche organici o chimici) non si deve considerare soltanto l'energia meccanica (o non va considerata affatto), ma anche quella chimica e biologica. Nel caso di spoglie organogene questo vale specialmente quando sono intere o smembrate senza frammentazione. Al limite, non si può essere sicuri che neppure i bioclasti siano originati da erosione, correnti etc, in quanto la frammentazione può essere biologica (masticazione, digestione.....) e quindi avvenuta in posto, senza trasporto né agitazione del mezzo.

Un paio di esempi:

1. Sedimento ricco di foraminiferi: i generi di foraminiferi vengono distinti in *size population* (popolazione dimensionale), così che la *size distribution* (distribuzione dimensionale) dei sedimenti che è composta soprattutto da un certo genere di foraminifero, rifletterà la popolazione a foraminiferi piuttosto che il flusso di energia al sito di deposito.
2. In sedimenti calcareo-organogeni di mare poco profondo attuali si trovano spesso resti abbondanti di *Halimeda* (alga.). Le dimensioni di questi resti arrivano fino al cm ed inducono a pensare che il deposito sia avvenuto in acque agitate. Invece si tratta di materiale in cui il corpo dell'alga si smembra dopo la morte per semplice decomposizione dei tessuti organici e che si accumulano in acque abbastanza calme.
3. Possiamo trovare particelle fini (fango) intrappolate da cavità o tappeti algali anche dove vi sono correnti di una certa potenza.

In realtà, anche se con una certa cautela, anche la **dimensione, il grado di sorting e di arrotondamento** dei grani carbonatici vanno considerati. Sebbene infatti la dimensione sia soprattutto il riflesso della dimensione degli scheletri degli organismi viventi nell'area e di molti fattori biologici coinvolti nella loro rottura, anche i fattori fisici di onde e correnti contribuiscono e, in qualche caso, dominano. **La misura della dimensione, quindi, potrà contribuire a dare un'ulteriore informazione riflettendo l'energia dell'ambiente o il gradiente energetico dell'area.** E' vero che le particelle carbonatiche sono idrodinamicamente diverse da quelle di quarzo. A parte le complicazioni riguardanti la forma, i grani carbonatici hanno comunemente **più basse densità a causa dei pori e del contenuto in sostanza organica.** Il grado di cernita e l'arrotondamento dei grani scheletrici può essere usato in alcune rocce bioclastiche (come quelle di *ramp* o piattaforma) dove i cambiamenti nelle loro strutture possono indicare prossimità della linea di costa o zone di elevata attività di onde e correnti. Alcuni calcari, come i *grainstones* oolitici e peloidali, sono molto ben assortiti e ben arrotondati. In generale, nell'interpretare il livello di energia dell'ambiente deposizionale attraverso parametri dimensionali e la tessitura, si assume che la superficie del sedimento era in equilibrio con il regime idrodinamico. Con i sedimenti carbonatici questo potrebbe non essere stato il caso. Nei moderni ambienti di acque basse, la superficie del sedimento è comunemente ricoperta da un tappeto microbiologico superficiale (*surficial microbial mat*) che stabilizza il sedimento, rendendolo capace di opporsi (resistere) a velocità di corrente superiori anche 5 volte quelle di erosione di sedimenti privi del tappeto microbialitico. **Durante la diagenesi, evidenze del tappeto vengono distrutte.** Il probabile *wackestone* potrebbe essere interpretato come un deposito di bassa energia, mentre in realtà esso era periodicamente soggetto ad elevate velocità di corrente. **Comunque, in linea generale, l'ammontare di micrite o fango carbonatico in un calcare riflette il grado di agitazione:** fanghi carbonatici tendono ad essere depositati in lagune tranquille o *outer ramps*, così come nelle piane tidali e nei mari profondi, in bacini ed in aree di peri-piattaforma. L'incremento di agitazione induce ad una diminuzione di micrite e ad un incremento del *fabric grain-supported* oltre che del contenuto di sparite; sorting e arrotondamento dei grani allora si sviluppa in un *grainstone/biosparite*. Le interpretazioni

devono essere fatte con attenzione anche perché un fango si può essere accumulato in ambienti di alta energia, intrappolato e stabilizzato da alghe (erbe) marine o da tappeti microbialitici che non lasciano traccia nel sedimento, e la micrite può precipitare come cemento durante la diagenesi.

Esiste una classificazione per le rocce carbonatiche basata sulle dimensioni, ma in linea di massima non è ambientale (quindi non dà indicazioni di energia), ma solo descrittiva:

	per Folk	per AA
calciruditi	> 1mm	> 2mm
calcareniti	> 0.062 mm	> 0.062 mm
calcilutiti	< 0.062 mm	< 0.062 mm

Più appropriate sono invece le classificazioni di Folk (1962) e di Dunham (1962)- successivamente modificata da Embry & Kollovan, (1971) - in quanto considerano il rapporto granuli/matrice e quindi si valuta la corrente di rimozione (nessuno dei due infatti considera la granulometria dei grani)

FOLK

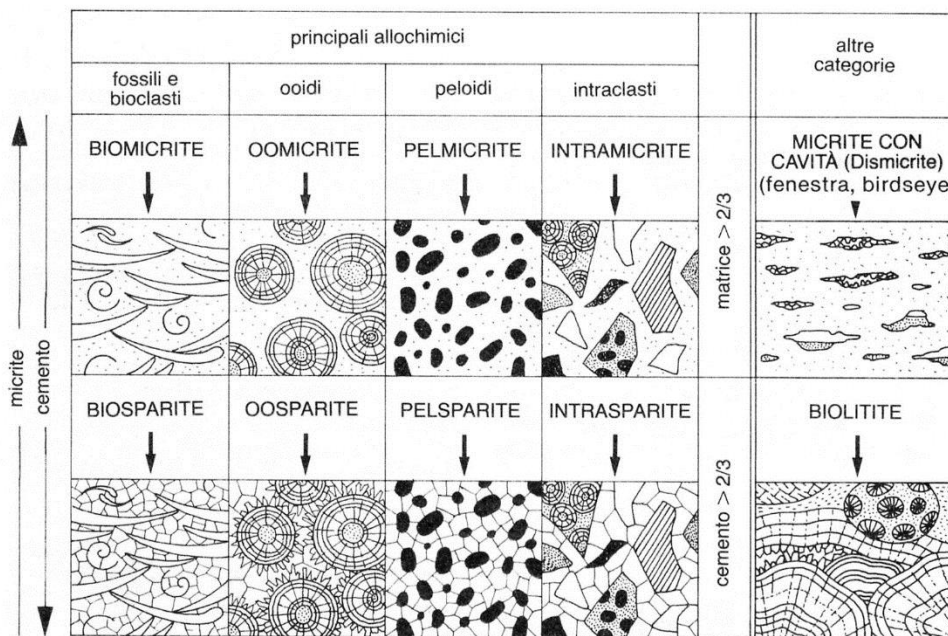


Fig. 3.35 - La classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

Classificazione applicabile soprattutto in sezione sottile. Bisogna riconoscere i tipi di granuli. Per Folk due sono i principali tipi di roccia carbonatica: vedi schema

rocce ortochimiche: se i granuli sono < 10% : MICRITI = rocce cioè costituite da fango carbonatico inteso come precipitato chimico diretto. In realtà quest'ultimo è un concetto superato (vedi discorso sulla micrite)

Micrite con buchi = dismicrite

rocce allochimiche: se i grani sono > 10% : con + micrite (microcristalina)

con + cemento (calcite spatica)

il cemento carbonatico è la calcite spatica cioè un precipitato chimico nelle porosità: quindi una roccia originariamente porosa che non aveva fango carbonatico nelle porosità, quindi un sedimento depositato in un ambiente a più energia (si considera il cemento fra i grani e non quello, per es, in un guscio).

Table 9.4 Classification of carbonate rocks according to Folk (1962)

		Limestones, partly dolomitized limestones					Replacement dolomites					
		>10% Allochems Allochemical rocks			<10% Allochems Microcrystalline rocks							
		Sparry calcite cement > microcrystalline ooze matrix		Microcrystalline ooze matrix > sparry calcite cement	1%–10% Allochems	<1% Allochems	Undisturbed bioherm rocks	Allochem ghosts	No allochem ghosts			
		Sparry allochemical rocks		Microcrystalline allochemical rocks								
Volumetric allochem composition	<25% Intraclasts	>25% Intraclasts		Intrasparrudite Intrasparite	Intramicrodudite* Intramicrodudite*	Most abundant allochem Intraclasts: intraclast-bearing micrite* Ooids: ooid-bearing micrite* Fossils: fossiliferous micrite Pellets: pelletiferous micrite	Micrite; if disturbed, dismicrite; if primary, dolomitic, dolomitic	Biolithite	Evident allochem	Finely crystalline intraclastic dolomite, etc.	Medium crystalline dolomite	
		>25% Ooids		Oosparrudite Oosparite	Oomicrudite* Oomicrite*					Coarsely crystalline oolitic dolomite, etc.	Finely crystalline dolomite	
		<25% Ooids	Volume ratio of fossils to pellets	>3:1	Biosparrudite Biosparite					Biomicrodudite Biomicrodudite	Aphanocrystalline biogenic dolomite, etc.	etc.
				3:1–1:3	Biopelsparite					Biopelmicrite	Very finely crystalline pellet dolomite, etc.	
				<1:3	Pelsparite					Pelmicrite		

Quindi Folk riconosce tre principali costituenti: allochimici (grani), la matrice (micrite) e la spatite (cemento). 4 le categorie di allochimici: peloidi, ooidi, bioclasti ed intraclasti. Quindi quattro principali famiglie di calcari sono riconosciute **allochimici cementati da calcite spatita**, allochimici con matrice micritica e **senza allochimici** o **con piccole chiazze (patches) di sparite** che sono o micriti parzialmente ricristallizzate o le così dette *fenestrate*, *bird eyes* (pori tipici di carbonati peritidali causati da disseccamento e degassazione, riempiti di cemento). Infine i calcari che mostrano strutture organiche coerenti in situ definiti biolititi. Può essere aggiunto un termine granulometrico come per esempio biosparrudite per descrivere una sparite bioclastica grossolana (per Folk, 1mm è il limite minimo della rudite).

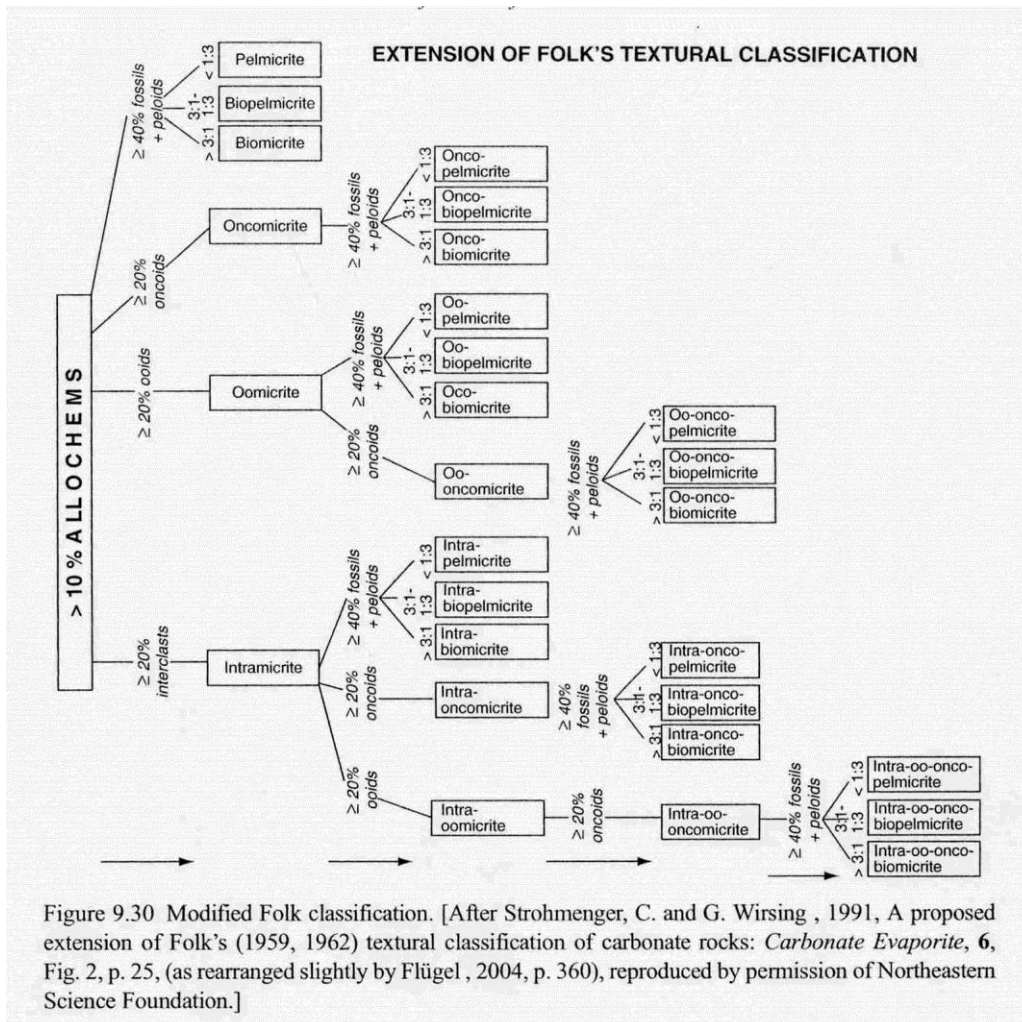
Folk classifica anche le dolomie se vi sono i “fantasmi” dei granuli, cioè gli originali allochimici sono identificabili (vedi schema) Folk suggerisce che la dolomite fine primaria sia chiamata **dolomicrite**.

Uno sviluppo successivo della classificazione ha permesso di suddividere i principali tipi di calcari in 8 gruppi che riflettono lo “spettro tessiturale”. Questa classificazione è genetica e da’ anche un’idea sui livelli energetici dell’ambiente deposizionale. Da micrite a packed biomicrodudite si riflette la deposizione in un ambiente dove l’energia legata a correnti o onde è insufficiente a sciogliere (rimuovere - winnowed) la matrice fine. Da unsorted biosparite a rounded biosparite si riflette un aumento del gradiente di energia di sorting ed abrasione.

Percent allochems	OVER 2/3 LIME-MUD MATRIX				SUBEQUAL SPAR AND LIME MUD	OVER 2/3 SPAR CEMENT		
	0–1%	1–10%	10–50%	OVER 50%		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED AND ABRADED
Representative rock terms	MICRITE AND DISMICRITE	FOSSILIFEROUS MICRITE	SPARSE BIOMICRITE	PACKED BIOMICRITE	POORLY WASHED BIOSPARITE	UNSORTED BIOSPARITE	SORTED BIOSPARITE	ROUNDED BIOSPARITE
Terminology	Micrite and dismicrite	Fossiliferous micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous analogues	Claystone		Sandy claystone	Clayey or immature sandstone	Submature sandstone	Mature sandstone	Supermature sandstone	

Lime-mud matrix
 Sparry calcite cement

Però questa classificazione ha qualche problema. Per es non contempla gli oncoliti che sono abbondanti nei calcari. O non include gli extraclasti (che comunque sono difficili da differenziare dagli intraclasti. Mancano anche i lumps o i grani aggregati. Un altro problema riguarda la calcite spatca che Folk non differenzia se un precipitato diretto (cemento) o un prodotto di ricristallizzazione. Per superare questi problemi altri autori hanno proposto una modifica alla classificazione. Il termine pellet è rimpiazzato dal termine più generale di peloide. E' stato introdotto il termine di oncoide (quindi 5 tipi di allochimici). Quindi, ovviamente si è dovuta ricalibrare la proporzione fra i vari allochimici (da 25% a 20%). Inoltre, propongono di chiamare una roccia con extraclasti $> 0 =$ al 25% una extramicrudite o una extrasparudite in relazione al rapporto micrite/sparite e dimensione grani.



DUNHAM (e successive modifiche)

Più usata è la classificazione di Dunham, che propone una classificazione con un approccio diverso: è basata sul *fabric* della roccia o del sedimento carbonatico e sulla presenza di un apparato biologico (*binding*).

tessitura deposizionale: riconoscibile				non riconoscibile	
componenti originari (grani) non legati assieme durante la deposizione				componenti originari legati assieme durante la deposizione	
fango presente (particelle < 30μ)			fango assente		
tessitura fango-sostenuta		tessitura grano-sostenuta			
grani < 10%	grani > 10%				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATI CRISTALLINI
↓	↓	↓	↓	↓	↓

Fig. 3.36 – La classificazione delle rocce carbonatiche di Dunham (1962), in accordo alla tessitura deposizionale.

Tre le grosse suddivisioni: calcari fango-sostenuti (*matrix-supported*) (PS per Dunham la micrite ha dimensioni <20 μm), grano-sostenuti (*grain-supported*) e apparato biologico (*biologically bound*). Inoltre c'è una quarta categoria: i carbonati cristallini: quando la tessitura deposizionale non è riconoscibile (per es una dolomia secondaria)

Questa classificazione è stata successivamente integrata da *Embry and Klovan* che hanno incluso i tipi di roccia che si trovano nei depositi di *reef* (scogliera).

Componenti non legati insieme dalla deposizione

se legati = boundstone

Mudstone Wackestone Packstone Grainstone

No supporto granulare Sì supporto granulare

Nella classificazione di Dunham ogni tipo di roccia è legato al livello energetico. A differenza delle rocce silicoclastiche in cui tutti i grani, e la più parte della matrice, sono alloctoni, nei calcari sia matrice che grani sono prodotti localmente. Quindi, per esempio, un *mudstone* o un *wackestone* con grandi frammenti scheletrici non è una contraddizione in termini di livello di energia, ma riflette un accumulo di *mud* e l'originale presenza di benthos. **Il fabric del calcare riflette l'interazione fra processi idraulici e produzione biologica.**

Più difficile è spiegare il limite “no supporto granulare - sì supporto granulare”. Questo limite non è legato ad una percentuale esatta di grani e matrice perché il supporto granulare si verifica con una diversa percentuale di granuli, ma quello che importa è la forma dei granuli: è quindi difficile classificare un campione che si trova fra *wackestone* e *packstone*.

Questo problema è dovuto proprio all'osservazione a due dimensioni (sezione sottile) di una struttura della roccia che invece è a tre dimensioni. I grani in un fabric grano-sostenuto non sono a contatto lungo ogni superficie (lato) e le sezioni entro questo *fabric* mostreranno i grani apparentemente flottanti nella matrice, nel cemento o nelle porosità (*pore space*). La forma dei grani è molto importante e forme molto irregolari possono formare una struttura (*framework*) autoportante (*self-supporting*) con solo il 20-30% del volume attualmente diventato “grano” (*being “grain”*), con questi grani che hanno apparentemente alcuni punti di contatto. Questo aspetto tridimensionale dovrebbe

essere tenuto presente nello studio della petrografia dei carbonati. Vere rocce *grain-supported* hanno un *packing index* < 2 (Sander, 1951) ed un arrotondamento usualmente di 1.2 (Flügel, 1982), ma bisogna fare attenzione nelle valutazioni (Harrel, 1981).

Per quanto riguarda i *wackestones* in particolare, essi consistono di fine matrice (presumibilmente un originale mud, con una significativa presenza di grani sabbiosi o più grossolani. Essi possono essere il prodotto di una deposizione primaria (quindi un fabric primario) – per es un deposito derivato da un flusso che ha aumentato il limite della sua capacità di trasporto ed è stato forzato a depositare più granulometrie simultaneamente. Ma può essere anche, più facilmente, il risultato di burrowing che ha mescolato l'originaria alternanza di livelli di tempesta di fango e sabbia. La bioturbazione in carbonati di bassa profondità è particolarmente intensa (anche un metro!!!)

Inoltre, è ormai accertato, e accettato, che la matrice in un calcare tende a ricristallizzare nella più grossolana calcite cristallina (sparite), e che la matrice poteva essere in origine matrice o cemento. Inoltre, molti *fabrics* si hanno in calcari che non trovano collocazione in alcuna classificazione.

Nei calcari, il *fabric* finale è dato da entrambe le componenti: deposizionale e della successiva diagenesi. Appare improbabile che qualsiasi classificazione possa considerare insieme entrambi gli aspetti, così che ogni descrizione di un calcare deve essere binaria, con un nome che descrive il suo *fabric*, ma con condizioni diagenetiche. L'esempio più comune è dato dalla bioturbazione (molti calcari appaiono *mottling* con complesse misture di vari *packing* causati da *burrowing* e da ingestione di sedimento da parte dell'infauca). Queste considerazioni servono a sottolineare la debolezza, il difetto dei sistemi di classificazione esistenti che sono stati costituiti per descrivere il *fabric* primario, deposizionale...spesso alterato dalla diagenesi.

Il limite granulo-micrite è un limite convenzionale legato al fenomeno trattivo: mediamente si parla di granulo se >30 µm e di micrite se <30 µm.

Fra un *mud-supported* ed un *grain-supported* quello che varia in sostanza è il supporto granulare che nel primo caso non c'è e nel secondo sì: **questa separazione serve a distinguere la permeabilità di una roccia e quindi valutare l'effetto serbatoio (la classificazione è stata studiata per poterla sfruttare nella ricerca e studio dei giacimenti petroliferi).**

Mudstone corrisponde alla micrite di Folk; una roccia granulare ha una porosità maggiore.

EMBRY & KLOVAN (1972) modificano la classificazione di Dunham suddividendo i calcari composti originariamente da costituenti *unbound* (slegati) in due gruppi sulla base delle dimensioni dei carbonati.

Riconoscono due tipi di carbonati sulla base delle dimensioni:

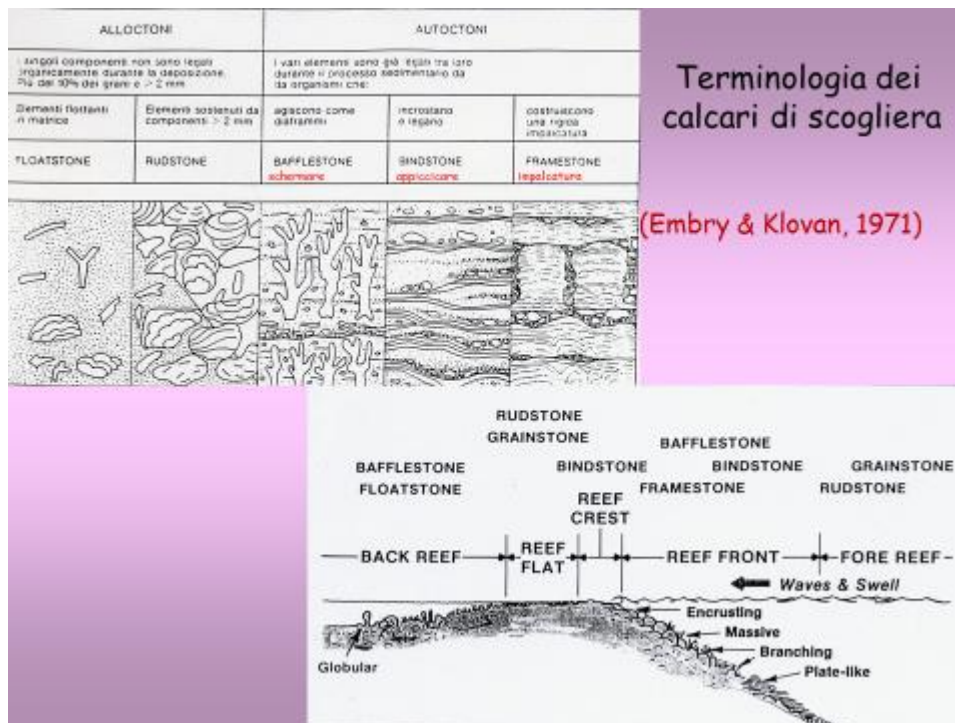
floatstone (matrix supported) e **rudstone** (grain-supported) se le dimensioni dei grani sono > 2mm se invece le dimensioni dei grani sono inferiori a 2mm va bene la class di Dunham.

Per il boundstone, propongono 3 categorie:

bafflestone roccia costituita da organismi della parte anteriore e posteriore della scogliera, organismi che fungono da barriera

bindstone roccia costituita da organismi incrostanti (alta energia)

framestone è l'ossatura della scogliera: forme robuste, massicce (alta energia)



Questa suddivisione è in realtà difficile da applicare praticamente. Fra l'altro per es il passaggio da baffle a frame è graduale e difficile da verificare nei record geologici

PS:

Le due classificazioni di Folk e Dunham si possono abbinare (per descrivere i grani) perchè in quella di Dunham le classi di grani non esistono.