

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA MASARYKOVY UNIVERZITY  
Katedra geologie a paleontologie

---

# KARBONÁTOVÁ SEDIMENTÁRNÍ TĚLESA

## I.

*Jejich vznik a vývoj*

RNDr. Jindřich Hladil, CSc.

1996  
BRNO



PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA MASARYKOVY UNIVERZITY  
Katedra geologie a paleontologie

---

# KARBONÁTOVÁ SEDIMENTÁRNÍ TĚLESA

## I.

*Jejich vznik a vývoj*

RNDr. Jindřich Hladil, CSc.

1996  
BRNO

© Jindřich Hladil, Masarykova univerzita, Brno, 1996

**ISBN 80-210-1321-4**

# OBSAH

---

Úvod	5
1. Fyzikálně-chemické vlastnosti karbonátu	7
1.1 Složení karbonátů sedimentárních těles	7
1.2 Kalcitová (trigonální) mřížka	8
1.3 Aragonitová (rhombická) mřížka	8
1.4 Defekty krystalové mřížky	12
2. Procesy krystalizace a rozpouštění karbonátu	15
2.1 Kinematika procesu krystalizace — rozpouštění	15
2.2 Hranice pevná fáze — roztok	16
2.3 Vnější a vnitřní komplexy	18
2.4 Morfologické jevy při rozpouštění a krystalizaci	19
2.5 Účinky nadkritických horninových fluid	19
2.6 Difúze	20
3. Změny složení karbonátu	21
3.1 Dolomitizace a dedolomitizace	21
3.2 Střídání fází a lamel v řadách Mg-Fe-Mn a CaMg-CaFe-CaMn	24
3.3 Rozhraní podmínek aragonit-kalcit	25
3.4 Selektivní změny ve složení strukturních vrstev mřížky	25
4. Koncentrace karbonátu	27
4.1 Organizmy a koncentrace karbonátu	27
4.2 Produkce a akrece karbonátu	28
4.3 Biologické pasti, místa hlavní produkce karbonátu	28
4.4 Kalciové pasti	30
4.5 Koncentrace karbonátů v drobném měřítku	30
5. Rozptyl karbonátu	31
5.1 Rozdíl mezi krátkodobým a dlouhodobým akrečním výkonem	31
5.2 Ztráta sedimentárního záznamu a ztráta objemu karbonátu	31
5.3 Průběh rozptylu karbonátu během vývoje karbonátového tělesa	32
5.4 Rychlost rozptylu karbonátu	34
5.5 Oživení odnosu karbonátu při vstupu do metamorfních podmínek	34
5.6 Zóny cementace a zvýšené porozity na okraji karbonátového tělesa	34
6. Komponenty karbonátových hornin	36
6.1 Částice	36
6.2 Tmely	39
6.3 Druhotné dutiny a jejich krystalické a sedimentární výplně	41
6.4 Nekarbonátové autigenní minerály	42
6.5 Diageneticky vzniklé komponenty karbonátových hornin	42

---

7. Klasifikace karbonátových hornin	43
7.1 Klasifikace Sorbyho a jeho následníků	43
7.2 Kl. Grabauova a jeho následníků	44
7.3 Kl. Folkova	44
7.4 Kl. Leightonova a Pendexterova	46
7.5 Kl. Kukulova	47
7.6 Kl. Pirletova	47
7.7 Kl. Pettijohnova	47
7.8 Kl. Kontova	48
7.9 Kl. Dunhamova a jeho následníků	48
7.10 Nesystémové pojmy vžit v geologické praxi	51
7.11 Klasifikace podle geneze hornin	51
7.12 Použití klasifikací	54
8. Facie karbonátových sedimentů	56
8.1 Základní rozdělení sedimentárních facií	56
8.2 Mikrofacie karbonátových sedimentů	56
8.3 Standardní mikrofacie	58
8.4 Faciální zóny	59
8.5 Rifová synopse	60
8.6 Gravity, zejména turbidity	62
8.7 Hemipelagické a pelagické facie	63
9. Sekvence karbonátů, její prostorové a časové vazby	66
9.1 Nesouhlasně omezené jednotky	66
9.2 Vztah stratigrafie a sekvencí	66
9.3 Základní sekvence	67
9.4 Vývoj a vnitřní uspořádání základní sekvence	69
9.5 Parasekvence	70
9.6 Sekvenční jednotky nižšího řádu	71
10. Posloupnosti diagenetických až metamorfních přeměn	75
10.1 Diageneze	75
10.2 Metamorfóza v orogénu	77
10.3 Zvětrávání	79
11. Doplnující slovník termínů	80
12. Odkazy na další zdroje informace	87
Rejstřík	95

# ÚVOD

---

*O karbonátech bylo napsáno více vědeckých prací, příruček, učebnic a kompendií než o ostatních sedimentech, ačkoliv je jich v zemské kůře ca.  $10\times$  méně než jiných sedimentů. Odhaduje se, že ve svrchní části litosféry je přítomno ca.  $10^{17}$  t karbonátových hornin (z toho 2 / 3 vápenců a 1 / 3 dolomitů). Každý rok přibývá několik desítek tisíc zveřejněných informací majících vztah k tématu. To hovoří samo za sebe. Studium karbonátů je užitečné pro rezervoáry nafty i vody, pro výrobu stavebních surovin, hutních a chemických přísad, pro stratigrafii, paleoklimatologii a paleobiologii.*

*Většina dnešních podkladů pro výuku sedimentárních karbonátů má dva nedostatky: „jednostranný pohled“ na celou problematiku a nedostatek kvantitativních modelů pro vznik a další vývoj karbonátových těles. Zdůrazňovány jsou výbrusové mikrofacie, petrograficky popisná kritéria, procesy diagenese, sekvenční analýza, anebo pouze stránka mineralogická, či paleobiologická; můžete si vybrat. Převažují kvalitativní klasifikace a vztah mezi faktory je sledován zpravidla jednoduchou cestou „jako singulární příčina a její důsledek“, výjmečně na pozadí několika dalších ovlivňujících faktorů. Pomocí těchto „brýlí“ jsme poněkud omezeni. Je tomu tak proto, že u karbonátů existují jak mimořádně těsné vztahy ke klimatu i endogenním procesům v zemské kůře, tak i vzájemné ovlivňování mezi procesy biokrystalizace, sedimentace a diagenese.*

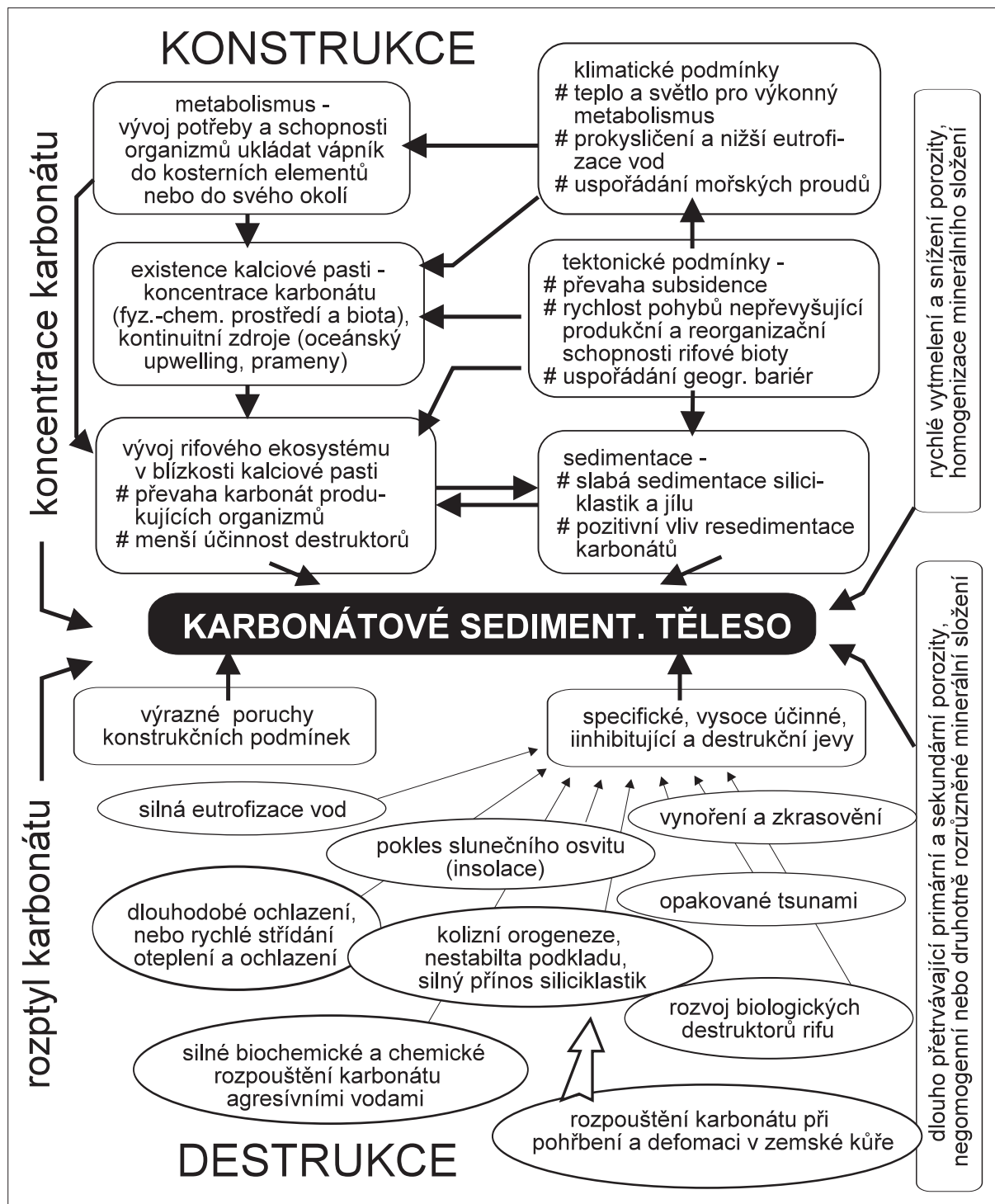
*Zajisté, každý laik vidí, že vápenec se na Zemi hromadí tam, kde je teplo, světlo, život, malá nebo žádná sedimentace siliciklastických hornin, přítomnost vápníku. Nicméně teoretické i aplikační práce nás nutí k podrobnějšímu pochopení souvislostí. Potřebujeme nalézt upotřebitelné modely pro odhad změn vlastností karbonátů v tělesech pohřbených pod povrchem, nebo pro rekonstrukční úlohy, jestliže byla karbonátová tělesa přemístěna horotvornými procesy. Bez celkového pohledu na karbonátová sedimentární tělesa je obtížné pochopit děje koncentrace a rozptylu karbonátů, vznik a další vývoj karbonátových sedimentárních těles v zemské kůře. V tomto ohledu se současná struktura základního univerzitního výkladu problematiky sedimentárních karbonátů všeobecně začíná měnit, v USA, Německu, Francii, Švýcarsku, i u nás.*

*Skripta si kladou za cíl přemostit starší a novější přístupy tak, aby podle známého Selleyova citátu „byl pro chlupy vidět i celý pes“ a tak, aby struktura výkladu byla již soudobá a zároveň poskytovala dostatek klasifikací umožňujících orientaci ve starších datech. Toto přemostění je riskantním podnikem, a autor se nejspíše, i přes dvacetiletou praxi v oboru a cenné kritické připomínky Dr. Z. Kukala, Doc. J. Kalvody a Doc. J. Zemana, nevyhne zcela subjektivnosti, nepřesnosti nebo známám nevyváženosti výkladu. V tomto, po velmi dobrých zkušenostech s brněnskou univerzitou, spoléhám na inteligenci a interaktivnost studenta.*

*Skripta jsou koncipována tak, aby ukázala na rozhodující procesy podílející se na vzniku a vývoji karbonátových těles (např. hromadění karbonátu v kontrastu s jeho odnosem). Jsou napsána pro úvod do této disciplíny a nemohou přesáhnout rámec svého zaměření. Existuje samozřejmě řada dalších subjektů, o kterých by bylo vhodné informovat, např. podrobnější rozbor řady pouze stručně zavedených faktorů, kategorie sladkovodních vápenců, vátých karbonátových písků, specifika biokrystalizace a diagenetických přeměn u různých organismů, osudy Mg-kalcitu během časné diagenese, a další a další). To však podle mého názoru patří již do pokročilých a postgraduálních kurzů.*

*Autor děkuje spolupracovníkům z Geologického ústavu AV ČR v Praze, Českého geologického ústavu v Praze a Brně, a zejména kolegům z Masarykovy univerzity v Brně za jejich pomoc při přípravě těchto skript. V neposlední řadě patří jeho dík manželce a dcerám, které s pochopením akceptovaly mnoho nocí ztrávených nad touto prací.*

20. ledna 1996     Jindřich Hladil



Vznik a dochování karbonátových těles (komplexů) závisí na vzájemné konfiguraci mnoha podmínek i na vlastnostech karbonátu.



# 1. FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI KARBONÁTU

## 1.1 Složení karbonátů sedimentárních těles

Náchylnost karbonátů ke změnám složení a struktury je závislá na jejich fyzikálně-chemických vlastnostech.

Struktura karbonátů tvořících sedimentární tělesa je složena ze skupin  $\text{CO}_3^{2-}$  a kationtů kovů  $\text{M}^{2+}$ , na jejich struktuře se jen velmi vzácně podílejí kationty  $\text{OH}^-$  nebo kationty  $\text{M}^+$ .

Naprostě dominujícím kationtem  $\text{M}^{2+}$  je  $\text{Ca}^{2+}$ , méně se vyskytuje  $\text{Mg}^{2+}$ , přítomnost ostatních kationtů je vysloveně akcesorická (v karbonátové hornině jsou zpravidla vázány v oxidech a jílových minerálech, nikoliv v karbonátu).

Z karbonátů uvedených v tab. 1a, b jsou skutečně horninotvornými jen kalcit, dolomit a v menší míře aragonit.

Struktura karbonátu se při početných rekrystalizacích většinou čistí a nesourodé složky se koncentrují do cizorodých minerálních uzavření v karbonátových krystalech, případně jsou vystěhovávány do mezikrystalových prostorů.

Minerál	Složení	a[Å]	C[Å]
kalcit	$\text{Ca}_{0.99}\text{Mg}_{0.01}\text{CO}_3$	4.9896	17.061
kalcit	$\text{Ca}_{1.0}\text{CO}_3$	4.9886	17.056
magnezit	$\text{Mg}_{0.99}\text{Fe}_{0.01}\text{CO}_3$	4.6328	15.0129
magnezit	$\text{Mg}_{1.0}\text{CO}_3$	4.637	15.023
dolomit	$\text{Ca}_{0.50}\text{Mg}_{0.50}\text{CO}_3$	4.867	16.032
dolomit	$\text{Ca}_{0.53}\text{Mg}_{0.45}\text{Fe}_{0.02}\text{CO}_3$	4.802	15.885
siderit	$\text{Fe}_{0.95}\text{Mn}_{0.05}\text{CO}_3$	4.6916	15.3796
rodochrozit	$\text{Mn}_{0.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Mg}_{0.01}\text{CO}_3$	4.7682	15.6354
smithsonit	$\text{Zn}_{0.97}\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{0.02}\text{CO}_3$	4.6526	15.0257
otavit	$\text{CdCO}_3$	4.923	16.287
Cd-kalcit	$\text{Ca}_{0.67}\text{Cd}_{0.33}\text{CO}_3$	4.968	16.826
Mg-kalcit	$\text{Ca}_{0.9}\text{Mg}_{0.1}\text{CO}_3$	4.941	16.864
sferokobaltit	$\text{CoCO}_3$	4.6581	14.958
————	$\text{NiCO}_3$	4.5975	14.723

Tab. 1a — Průměrné parametry mřížky karbonátu; podle obsahu různých kationtů.

## 1.2 Kalcitová (trigonální) mřížka

Pro karbonáty nejtypičtější je tzv. **kalcitová krystalová mřížka** (obr. 1a–d).

Jejím základním morfologickým prvkem je **klenec** (rhomboedr).

Kdyby preferované body této mřížky byly obsazeny jen slabě anizotropně se chovajícími atomy nebo skupinami (jako je tomu například u NaCl), pak by klenec mohl být považován za krychli postavenou na svůj vrchol.

Nicméně základní vlastností karbonátových skupin  $\text{CO}_3^{2-}$ , je jejich značná **anizotropie** a schopnost řadit se do šikmých ploch s jedinečnou orientací.

Existence těchto ploch se odráží ve všech dalších vlastnostech takto krystalovaných karbonátů.

Propojíme-li všechny topologické vrcholy odpovídající šestici koordinujících atomů v mřížce (obr. 1a–c) přímkami, a vzniklé hrany obalíme pláštěm, vznikne **osmistěn** složený z trojúhelníkových stěn.

Horní a spodní vrstva obsahuje **trojúhelníky** skupin  $\text{CO}_3^{2-}$  vůči sobě otočené o  $180^\circ$ . V jednoduchém modelu, řadíme-li takové vrstvy nad sebe, očekáváme, že se osmistěny budou přesně diagonálně střídat a zapadat do sebe. Není tomu tak. Struktura je poněkud netěsná a výše ležící trojúhelník ležící v bazální ploše, bývá o  $5^\circ$  pootočen.

Velikosti základních buněk v krystalové mřížce se mění podle prvků, které do mřížky vstupují (obr. 1f–g; např. na obr. 1f je vidět nápadně menší rozměr základní buňky Mg-karbonátu, magnezitu, při srovnání s Ca-karbonátem, kalcitem).

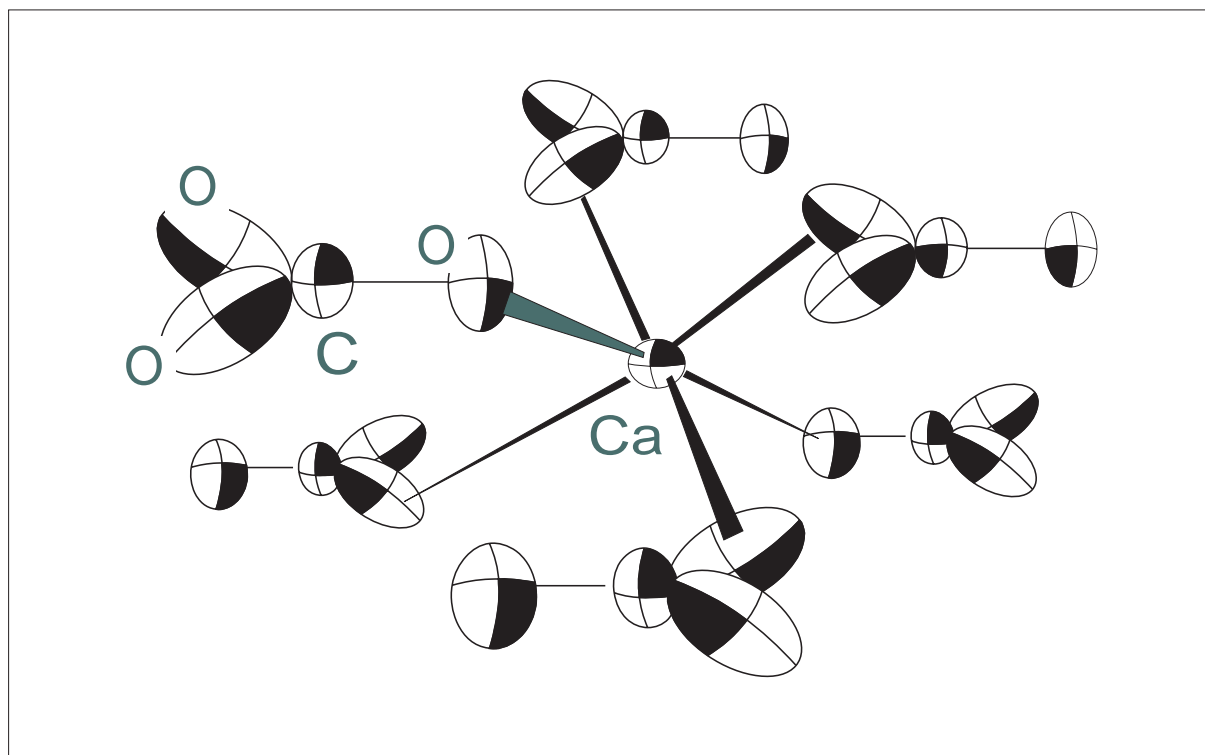
**Parametry c** — a **krystalové mřížky** však nejsou ve striktní relaci s iontovým poloměrem nebo atomovým číslem kovu. Průměrné vzdálenosti M – O, tj. vzdálenosti mezi atomem kovu v mřížce a nejsilněji napojeným atomem kyslíku v karbonátové skupině jsou již značně specifické (obr. 1g). Při lokálním vstupu zástupných kationtů do mřížky se mřížkové vzdálenosti diferencují jak v těsném okolí zástupného kationtu, tak i v širším okolí, a to jako důsledek **vyrovnávání mřížky při nalézání dalších sub-rovnovážných stavů**.

I když lokální vmisťování cizorodých kationtů hraje svoji roli, naprosto nejčastějším způsobem je vytváření **strukturálních vrtev**, které se střídají. Jsou-li vyvinuty úplně, pak dochází ke střídání dvou, nebo tří fází (obr. 1c, později 3a, d). Se vstupem kationtů s menším iontovým poloměrem a jejich strukturálních vrstev se rozestupy strukturálních rovin celkově snižují, a naopak. Závislost není striktně určena jednou funkcí. Při porovnání např. zjišťujeme, že  $\text{Fe}^{2+}$  působí na zmenšení dimezí značně intenzivněji než  $\text{Mn}^{2+}$ .

## 1.3 Aragonitová (rhomboická) mřížka

Ačkoliv je trigonální mřížka naprosto objemově dominujícím uskupením karbonátů v podmínkách, které panují na zemském povrchu, v mořích a v zemské kůře do tlaků ca. 0.8 GPa a teplot 600 °C, přičemž ojediněle je doložena i z eklogitových tlaků ca. 2 GPa a teplot ca. 800 °C, vyskytují se i rhombické struktury karbonátů.

Podstata **aragonitové (rhomboické) mřížky** spočívá v existenci **rozkolísané** (ne jednotné) vrstvy karbonátových, ploše uspořádaných skupin. Atomy C jsou mírně vychýleny směrem ven, na obě strany, nahoru i dolů, ven z roviny trojúhelníka karbonátové skupiny i původní myšlené roviny. Vznikají tak **těsné karbonátové dvojvrstvy** složené ze dvou paralelních dílčích vrstev s opačnou orientací karbonátových skupin. Teprve tyto dvojvrstvy jsou pak prokládány kationty. K opakování úplně stejné strukturální roviny nastává až po dvou těchto  $\text{CO}_3^{2-}$ -dvojvrstvách (s proloženými vrstvami kationtů). Osmistěny, které známe z kalcitové struktury, mají vodorovně ležící v rovině nahoře a dole opačně orientované trojúhelníky  $\text{CO}_3^{2-}$ . Tyto trojúhelníky však mají u rhombického karbonátu v řezu (100) těžiště posunuto buď od sebe (jsou-li natočeny k sobě dvojicemi atomů O) nebo se opět přibližují (jsou-li k sobě otočeny pouze vrcholem s jedním atomem O). Při projekci na plochu (001), kolmo ke svislé ose, sice určité pseudo-hexagonální uspořádání přetrvává, silně jsou však posíleny rhombické vazby (obr. 1e).



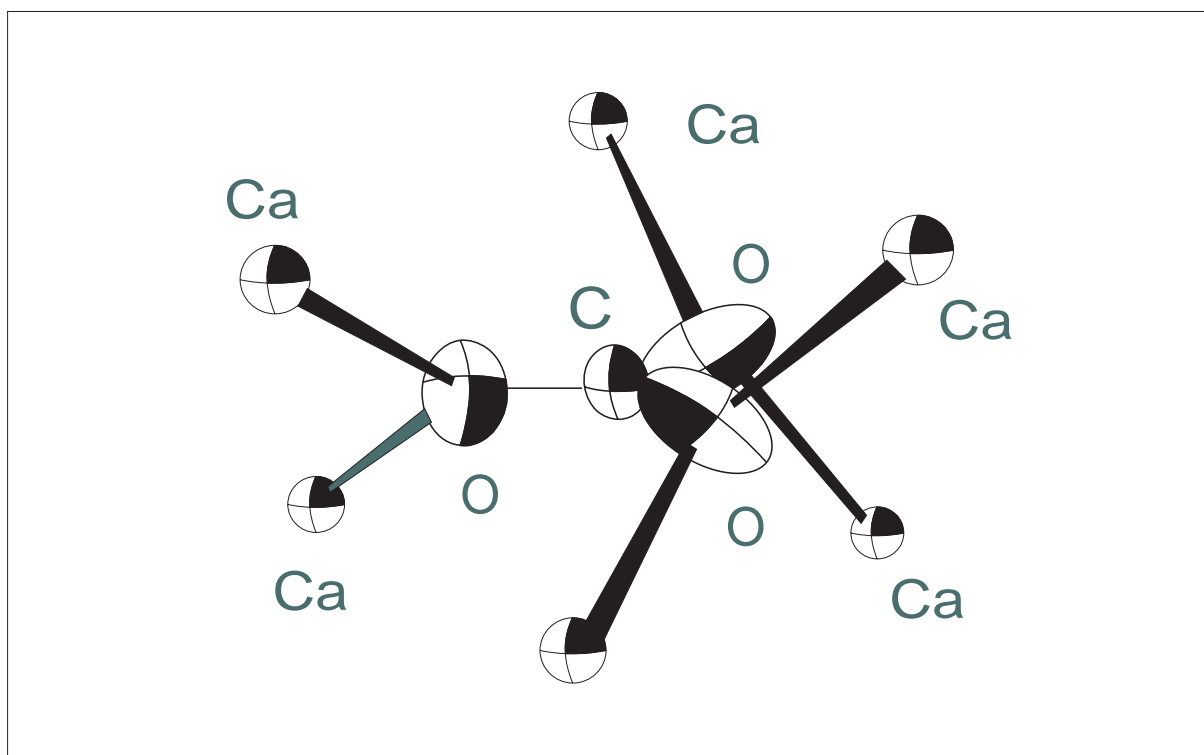
**Obr. 1a** Pohled na pozici atomu Ca koordinovanou šesti okolními karbonátovými skupinami. Zjevná je jiná orientace karbonátových skupin v horní a dolní vrstvě.

Díky této rhombické vazbě má krystalová mřížka silný trend ke dvojčatění podle plochy (110).

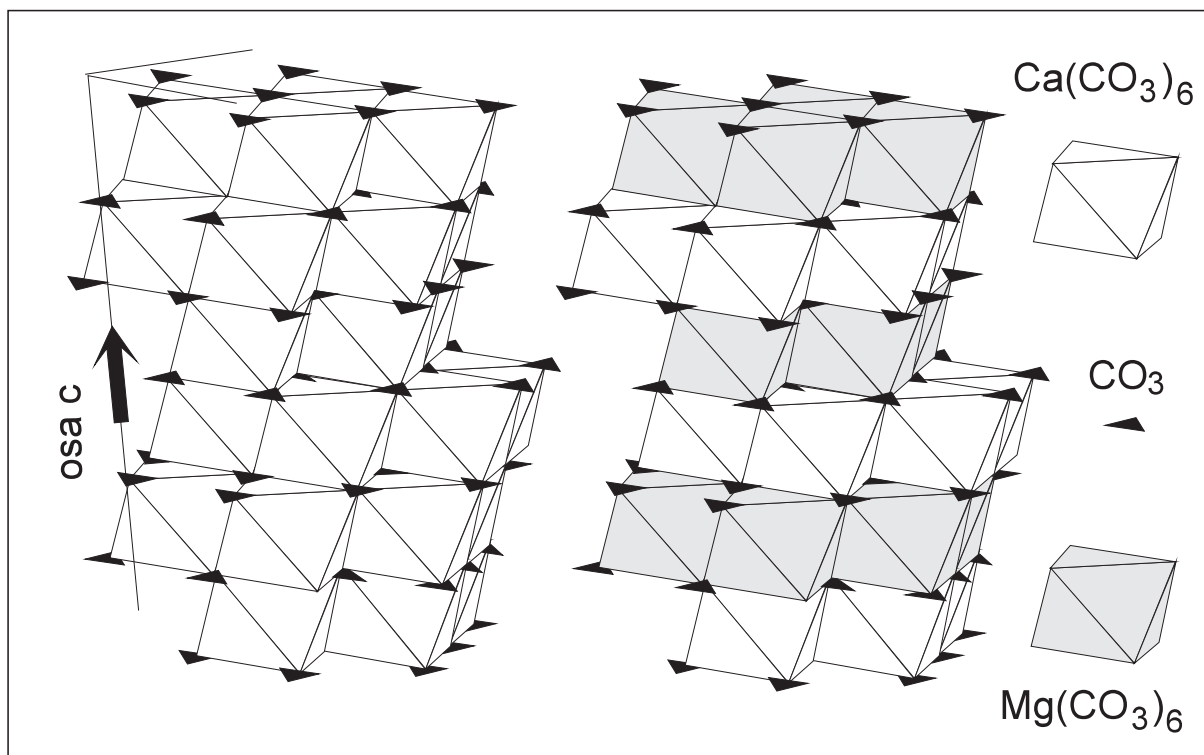
Rhombické uspořádání poskytuje složitější možnosti pro pravděpodobnost sdílení elektronových oblaků, je těsnější a dobře vyhovuje zvláště těžším kovům než je Ca, např. Sr a Ba, jejichž přítomnost může krystalizaci aragonitu vyvolat, stejně tak jako mírně kyselé a teplé prostředí, které ve svém důsledku poskytuje nadbytek elektronů během krystalizačního uspořádávání a růstu. Proto aragonit bývá nejčastěji nalézán v nížce temperovaných hydrotermálních žilách, hypersalinním avšak stále dobře větraném a mírně kyselém mořském prostředí, při prvotní krystalizaci uvnitř nebo v těsném okolí některých organismů, nebo v suchších jeskyních. Zpravidla platí, že objemově těsnější struktura rhombických karbonátů sice řeší mírnou rotaci a volnost v uspořádání trigonální kalcitové mřížky, ovšem za cenu složitější a méně stabilní struktury.

Proto již za normálních mořských podmínek dochází zcela běžně k přeměně aragonitu na kalcit. Rekrytalizace je spontánní, spojitá, jen s nevýraznými skoky v rychlosti. Při dobrém nasycení fluidy kalcit často krystaluje v jemném labyrintu, který proniká aragonitem. Na odrůstajících, ještě živých korálech bylo doloženo v normálním mořském prostředí překrytalování na kalcit během desíti let. Rekrytalizace je spojena se slabým únikem obvyklé příměsi Sr zpět do obklopujícího prostředí. Naproti tomu jsou známy i případy dochování aragonitových těles. Větší tělesa složená z aragonitu (tj. 50 Mt ~ 1 Gt; pro představu je možno uvést ekvivalenty krychlí o hranách ca. 270 ~ 720 m), jsou-li navíc utěsněna aragonitovým tmelem, mohou při slabé pórovitosti a propustnosti pro cirkulaci fluid dlouho úspěšně vzdorovat destabilizaci aragonitové struktury, neboť si zachovávají a dotvářejí ve fluidech svoje prostředí (po dobu často až desítek milionů let; nejstarší dochované aragonity pocházejí až ze svrchního proterozoika).

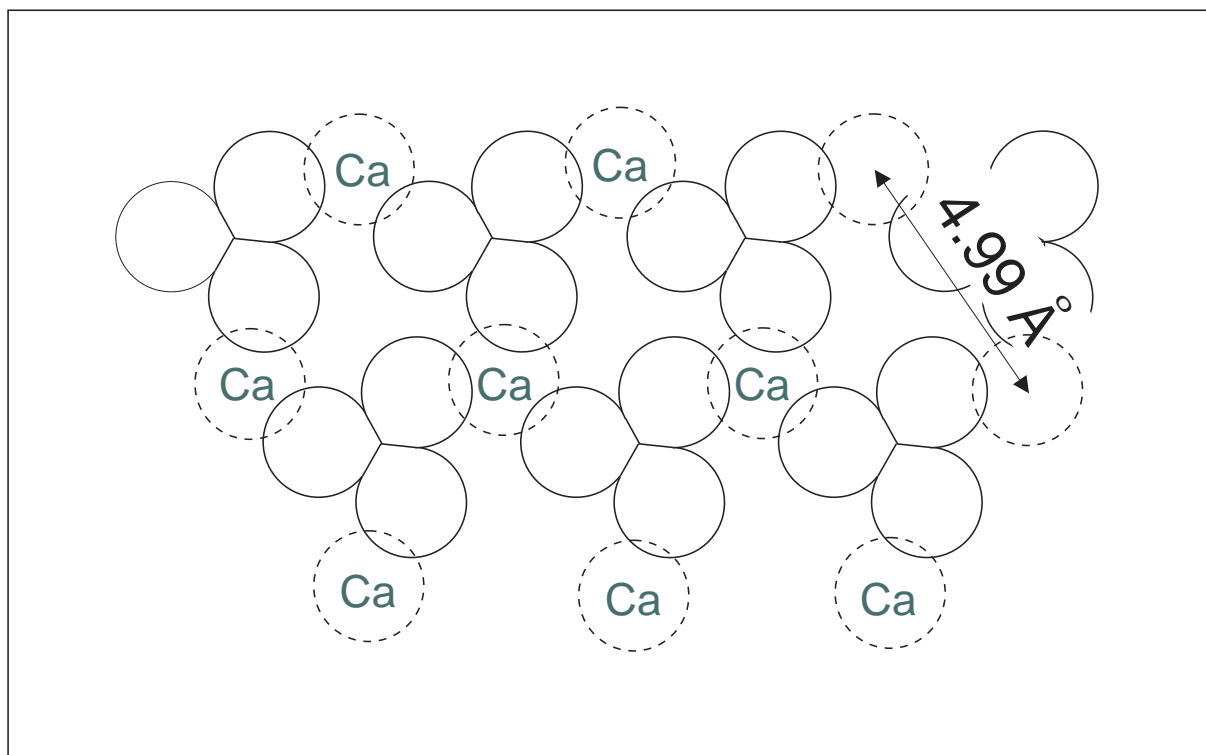
Zatímco přeměna aragonit — kalcit je běžně pozorovaným jevem, opačná přeměna kalcitu na aragonit je vzácným jevem. Dochází k ní vzácně při nízkém tlaku, za účinku horkých, mineralizovaných fluid (například na periferii stratovulkánů).



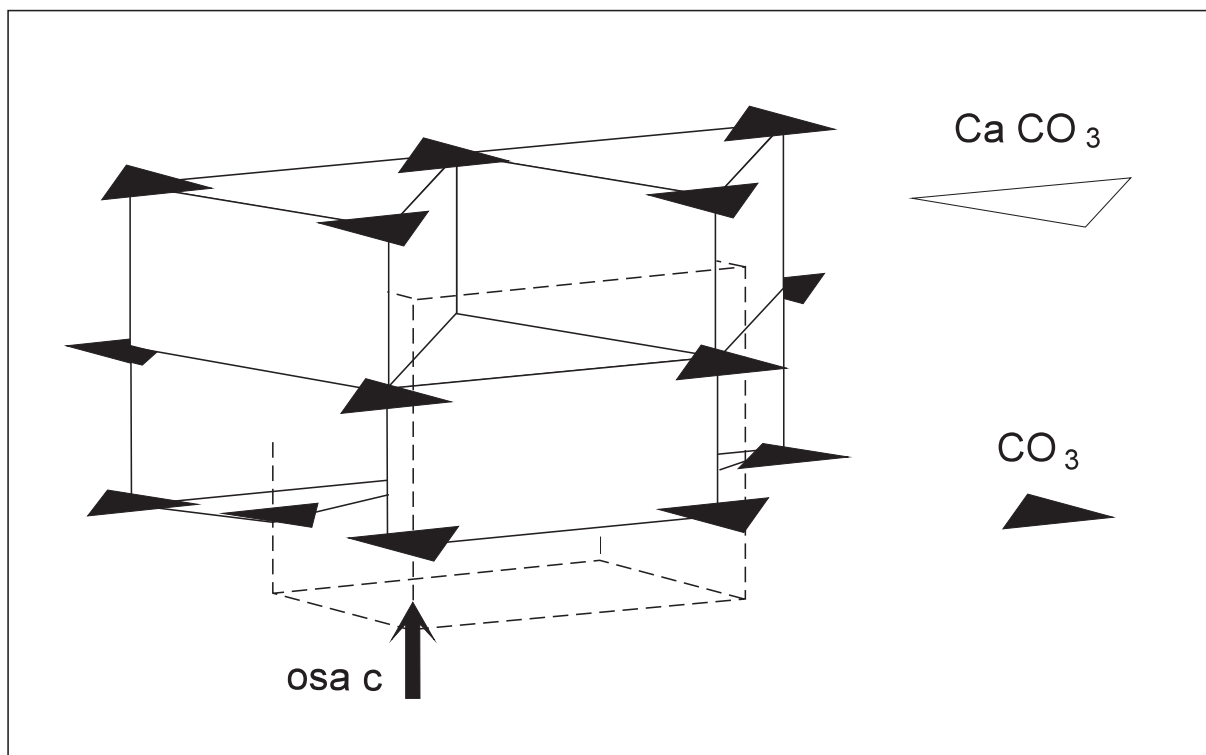
**Obr. 1b** Pohled na pozici karbonátové skupiny koordinované šesti atomy; ca 90% — pravděpodobnostní elipsoidy výskytu elektronů vykazují výraznou anizotropii u kyslíku.



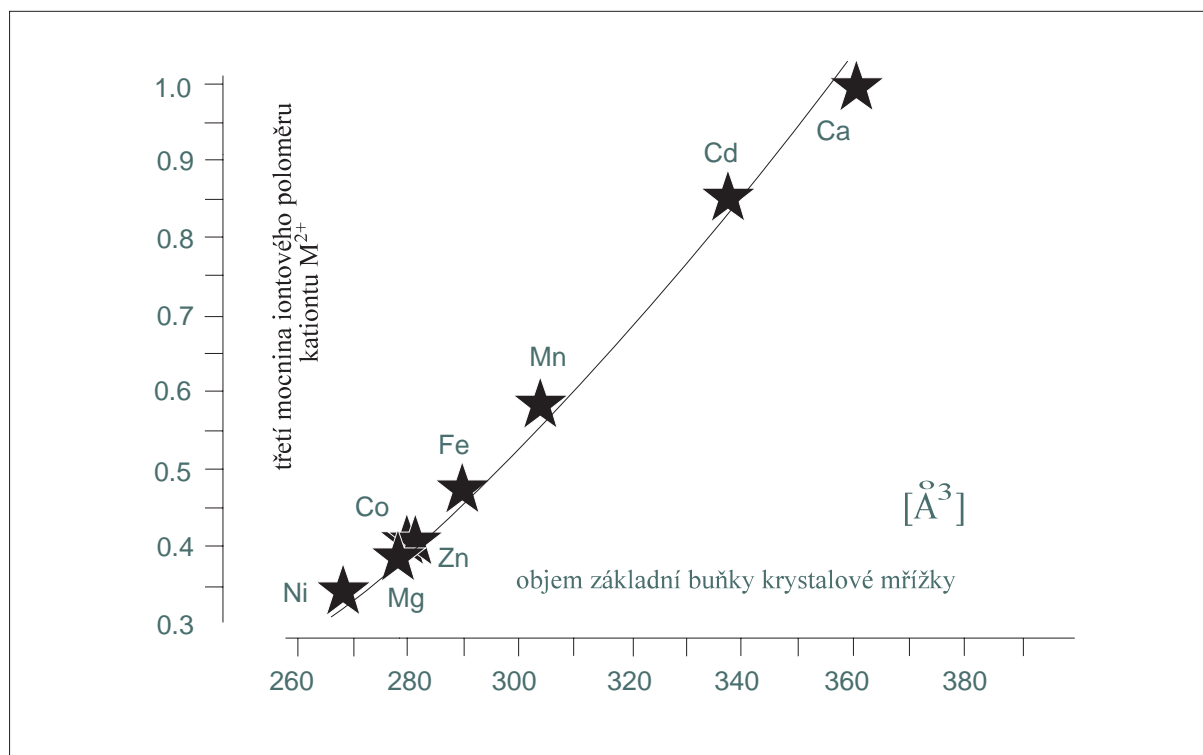
**Obr. 1c** Krystalová struktura kalcitu (vlevo) a dolomitu (vpravo).



Obr. 1d Pohled ve směru osy  $c$ , kolmo na vrstvu s karbonátovými skupinami  $\text{CO}_3^{2-}$ . Kalcitová mřížka.



Obr. 1e Krystalová struktura aragonitu.



Obr. 1f Závislost iontového poloměru kovu (třetí mocnina) a objemu základní buňky krystalové mřížky.

### 1.4 Defekty krystalové mřížky

Kalcitová (trigonální) mřížka poskytuje několik možností **vzájemného posunutí karbonátových vrstev**, což se odráží ve zkrácení nebo prodloužení mřížkového parametru  $c$ .

Kromě toho, pro karbonátové krystaly s kalcitovou mřížkou je typická přítomnost mnoha **defektů** v krystalové mřížce, např.:

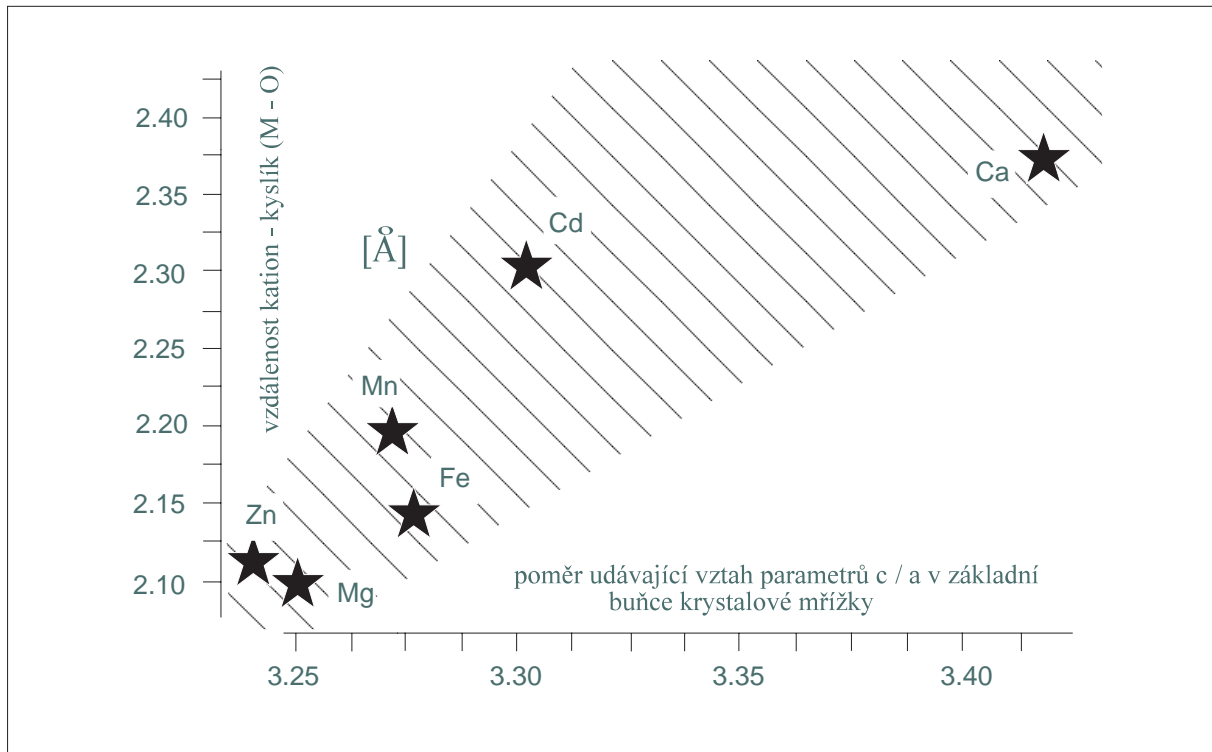
- posuny mřížky (vč. kondenzace, zředění — dilatace ve vrstvě, tj. chybějící nebo přebývající pozice),
- inverzní (proti sobě orientované, otočení o  $180^\circ$ ) a
- antifázové hranice (dislokace porušující tvar základní buňky mřížky).
- Významné je rovněž dvojčatení (podle zrcadlové roviny), časté jsou též
- rotace celých domén krystalové mřížky.

Vyjmenované defekty mřížky se v krystalu obvykle periodicky opakují a jsou uspořádány do **charakteristických vzorů**.

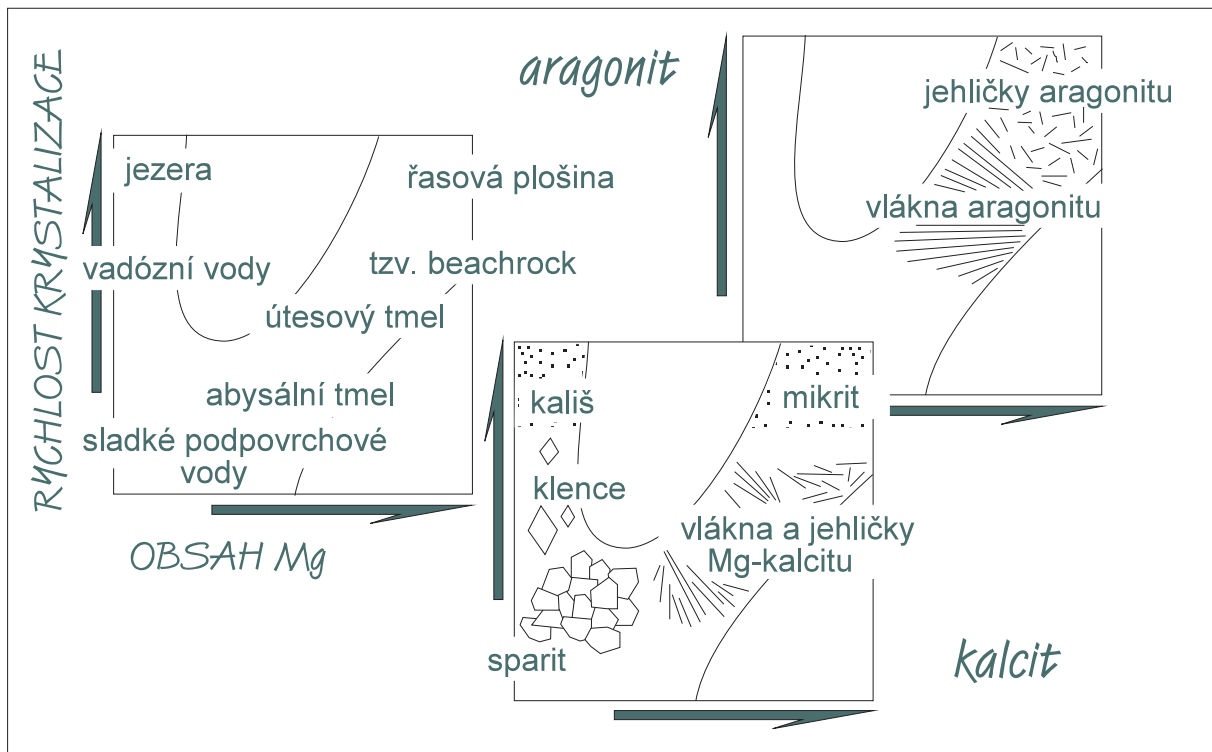
Poruchy ve struktuře (včetně lokálních vmístění těžších kationtů  $M^{2+}$ , nebo kationtů s menším iontovým poloměrem) nacházejí svůj odraz též v **habitu krystalů**. Ten např. závisí na rychlosti růstu krystalu a na přítomnosti  $Mg^{2+}$ , nebo na přítomnosti stopového množství jiných iontů. Folk vysvětluje vznik fibrálních krystalů kalcitu vyšší rychlostí krystalizace, při vyšším obsahu  $Mg^{2+}$  v roztoku, **uzamykáním strukturních vrstev** kalcitu občasné vmístěnými kationty  $Mg^{2+}$ ; čím se zároveň upřednostňuje příkládání ve vertikálním směru (obr. 1h).

Také aragonitová mřížka obsahuje množství defektů, mezi nimiž jsou velmi časté

- nadbytečný vložený iont nebo naopak chybějící iont — díra,
- vsunutí nové vertikální řady,



Obr. 1g Závislost vzdálenosti kation — kyslík v mřížce na poměru mezi parametry mřížky  $c/a$ .



Obr. 1h Tvary karbonátových krystalů a jejich agregátů, v závislosti na rychlosti růstu a obsahu Mg v roztoku, Folkovo schema.

- e) šikmé diskordantní naložení nové vrstvy,
- d) směrově rotované domény,
- e) dislokace (nepravidelné, nebo vedoucí i ke spirálnímu růstu).

Poruchy (defekty) u obou popsaných typů mřížky souvisejí též se **subkrystalickými a minerálními inkluzemi**, v menší míře s inkluzemi plynokapalnými. Defekty mají často **růstové stúny** anebo se řadí lineárně, či šmouhovitě.

Při pomalém překrystalování (rozpouštění — krystalizace, i výměna iontů v pevném stavu — difúze) jsou místa defektů a uzavřenin v původních krystalech **děděna jako pravděpodobné pozice dalších poruch** v nové krystalové mřížce, což má praktický význam pro **rozpoznání předešlých stádií krystalizace**.

Přítomnost **děr** (vynechaných pozic) v mřížce usnadňuje **difúzi** v pevném stavu, přítomnost početných **defektů** mřížky (vč. subkrystalických nehomogenit) většinou usnadňuje **rozpouštění karbonátu**.

Minerál	Složení	Minerál	Složení
<b>kalcitový strukturální typ mřížky</b>		<b>aragonitový strukturální typ mřížky</b>	
kalcit (*)	CaCO <sub>3</sub>	aragonit (*)	CaCO <sub>3</sub>
magnezit	MgCO <sub>3</sub>	witherit	BaCO <sub>3</sub>
siderit	MgCO <sub>3</sub>	stroncianit	SrCO <sub>3</sub>
rodochrozit	MnCO <sub>3</sub>	cerusit	PbCO <sub>3</sub>
smithsonit	ZnCO <sub>3</sub>		
otavit	CdCO <sub>3</sub>		
sferokobaltit	CoCO <sub>3</sub>		
<b>dolomitový strukturální typ mřížky</b>		<b>jiný strukturální typ mřížky</b>	
dolomit (*)	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	malachit	Cu <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
ankerit	CaFe(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	azurit	Cu <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
kutnohorit	CaMn(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>		

**Tab. 1b** — Přehled karbonátových minerálů;

(\*) převládající minerály karbonátových sedimentárních těles



## 2. PROCESY KRYSTALIZACE A ROZPOUŠTĚNÍ KARBONÁTU

---

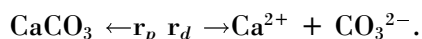
### 2.1 Kinematika procesu krystalizace — rozpouštění

Karbonáty jsou obecně velmi reaktivními minerály, se značně proměnlivými detaily struktur a složení. Snadno se rozpouštějí a opět krystalují. Z hlediska kinetiky reakcí, lze říci, že karbonáty velmi rychle reagují svojí krystalovou mřížkou a jejími detaily (vzory poruch) na změny v horninovém fluidu a tlakových a teplotních (p–T) podmínkách. Nereagují už však tak intenzívně svým samotným chemickým složením, a to zejména pro velkou výhodnost (snadnost) konstrukce kalcitové mřížky (kalcit a dolomit). Rovnováha systémů z hlediska chemického složení je dosahována pomocí nekarbonátových minerálů, které jsou v karbonátových horninách v podřízeném množství vždy přítomny. Zejména jílové minerály absorbují většinu kationtů  $M^+$ ,  $M^{3+}$  a  $M^{4+}$ , které se přímo do struktury karbonátu dostávají jen velmi zřídka.

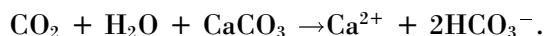
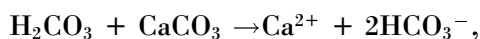
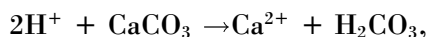
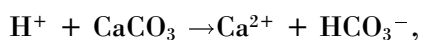
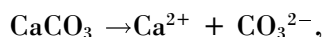
Pro časná stadia karbonátových těles jsou charakteristické změny v otevřeném systému (např. únik Mg z karbonátového tělesa, Mg-kalcit krinoidů; nebo pokles izotopových hodnot  $\delta^{18}O$  vlivem diagenese ve vadózní zóně). Postupně, se snižující se porozitou a s pokračující homogenizací složení horniny, začínají nabývat převahu uzavřené systémy, které přetrvávají během diagenese až do poruch stability při metamorfních procesech, viz dále, v kapitole o diagenesi. Reakční rychlosti se směrem k uzavřeným systémům zpomalují.

Principem procesu krystalizace / rozpouštění je koexistence pevné fáze a vodného roztoku karbonátu, případně dalších složek, tj. příměsí ve vodném roztoku, karbonátů různé struktury nebo složení, nebo nekarbonátových minerálů v krystalickém agregátu horniny.

Základním pojmem kinetiky v chemii je rovnováha. Je dosažena, jestliže rychlost rozpouštění a rychlost krystalizace (srážení),  $r_d$  a  $r_p$  jsou stejné:



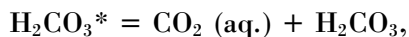
U karbonátů je problém v tom, že současně funguje zpravidla více složek ve vodném roztoku, které dodávají / odebírají kationty a anionty do elektrické dvojvrstvy. Například u velmi slabě nasycených vodních roztoků mohou existovat tyto komponenty:



Problém složek je řešen Plummerovými rovnicemi, odvíjenými od základní rovnice pro uzavřený systém:

$$R = k_1 \cdot a[H^+] + k_2 \cdot a[H_2CO_3^*] + k_3 \cdot a[H_2O] - k_4 \cdot a[Ca^{2+}] \cdot a[HCO_3^-],$$

kde  $k_1$  až  $k_3$  jsou koeficienty měnící se v závislosti na teplotě, kdežto  $k_4$  je koeficient, který je funkcí jak teploty, tak parciálního tlaku  $CO_2$  ve vodě,



skupina s  $k_4$  reprezentuje zpětný proces, krystalizaci (srážení).

Je-li zde tedy vícero různě se chovajících složek, pak musí platit navíc rovnováha aktivity iontů.

Stav nasycení roztoku  $\Omega$ , je určen v jednoduchém případě:

$$\Omega = a^i \text{Ca}^{2+} \cdot a^i \text{CO}_3^{2-} / a^s \text{Ca}^{2+} \cdot a^s \text{CO}_3^{2-},$$

kde  $a^i$  jsou aktivity iontů v roztoku, a  $a^s$  jsou aktivity iontů v nasyceném roztoku.

Je-li  $\Omega > 1$ , je roztok přesycený, je-li  $\Omega < 1$ , je roztok nenasycený a může docházet k rozpouštění karbonátové mřížky.

V případech složitějších je třeba porovnat úhrnné aktivity iontů na obou stranách rovnice. Změny v kinetice reakcí na hranici pevná fáze-roztok, a tudíž i v úhrnné aktivitě iontů, jsou schematizovány na obr. 2b.

Již menší porušení rovnovážného stavu může být příčinou rozpouštění anebo krystalizace karbonátu. Míra nerovnováhy zásadně ovlivňuje jak rozpouštění, tak krystalizaci (čím vyšší je nerovnováha, tím intenzivnější je proces — nejsou-li přítomny inhibitory znemožňující funkci elektrické dvojvrstvy, např. kerogenová membrána). Tato veličina je vyjádřena pro rozpouštění:

$$R = k_d (1 - \Omega),$$

kde  $R$  = míra nerovnováhy,  $k_d$  = koeficient rychlosti rozpouštění,  $\Omega$  = stav nasycení roztoku. Pro krystalizaci (srážení) je vyjádřena obdobně:

$$R = k_p (1 - \Omega),$$

s tím, že místo  $k_d$  zde figuruje  $k_p$ , koeficient rychlosti krystalizace (srážení).

**Rozpustnost** karbonátu tedy závisí na aktivitě iontů (jak těch v roztoku, tak těch konfigurovaných v pevné fázi karbonátu).

**Aktivita iontů závisí na:**

- celkovém složení a nasycenosti roztoku, složení rozpouštěného krystalu,
- rozpuštěných plynech,
- přítomnosti bublin plynů a par,
- pH roztoku,
- celkové přítomnosti nadbytečných elektronů schopných přeskočení nebo sdílení,
- p-T podmínkách,
- přítomnosti modifikovaných nebo cizorodých radikálů v roztoku, účinných v komplexech na fázové hranici,
- existenci takovýchto potenciálních radikálů uzavřených v mikroskopických defektech karbonátové mřížky.

Velmi důležité faktory, které ovlivňují rozpouštění a krystalizaci jsou **gradient a četnost změn** všech těchto parametrů.

Každý otevřený systém pevná fáze – roztok u karbonátů je nelépe citlivý na určité nastavení četnosti změn a jejich gradientů.

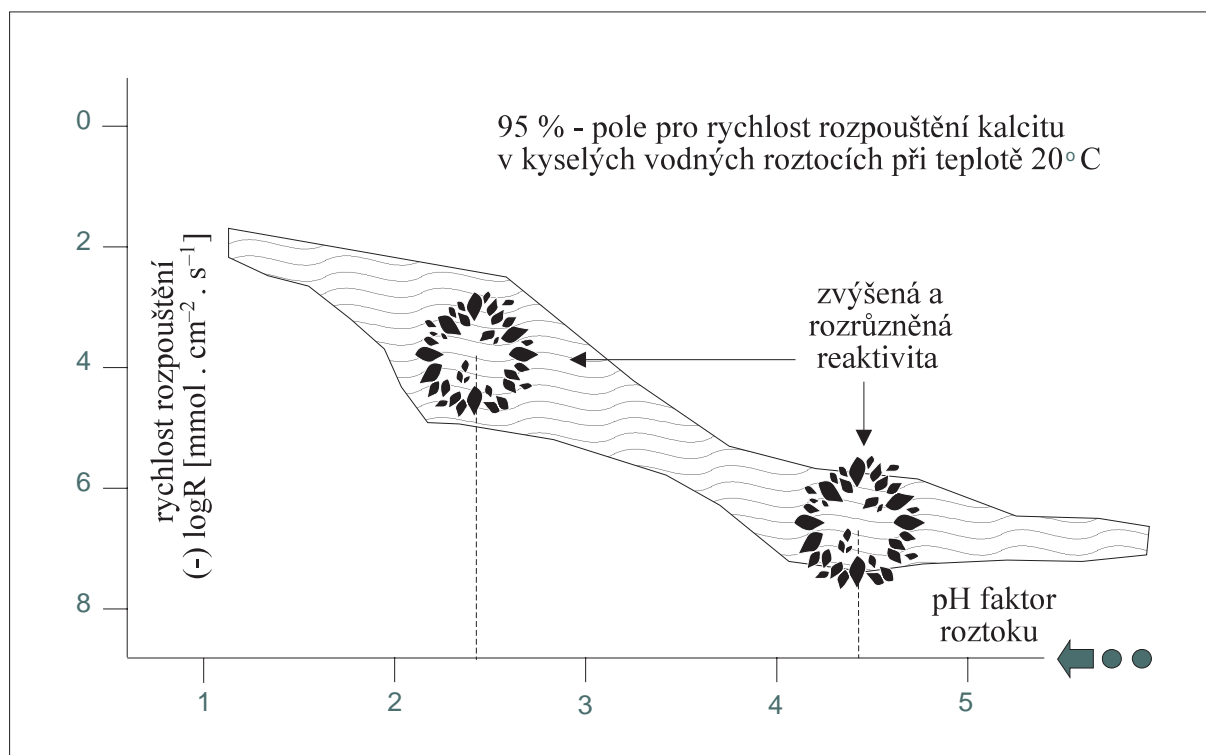
Pak se může zvýšit celková rychlost, s níž se karbonát rozpouští nebo krystaluje. Takto vznikají např. masivní dolomitizace v zóně pulzujících smíšených vod v podpovrchovém okolí ostrovů, viz dále kapitola o diagenézi.

## 2.2 Hranice pevná fáze — roztok

Průběh rozpouštění je zkoncentrován do tenké reakční vrstvy, která se nazývá **elektrická dvojvrstva**. V ní se odehrává samotné rozpouštění. Únik volných iontů nad ní, směrem do roztoku, se řídí koncentračním spádem. Trvajícím nasycenost vrstvy roztoku nad elektrickou dvojvrstvou tlumí a zastavuje rozpouštění.

Průběh rychlosti rozpouštění se zjednodušeně modeluje vztahem:

$$R = D_i \cdot A \cdot (C_s - C_i) / r,$$



Obr. 2a Rychlost rozpouštění kalcitu v kyselých vodných roztocích, normální teplota a tlak.

kde  $R$  je rychlost rozpouštění [ $\text{gmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $D_i$  = koeficient difúze,  $A$  = celkový aktivní povrch,  $C_s$  = rovnovážná koncentrace nasyceného roztoku,  $C_i$  = koncentrace v okolním roztoku,  $(C_s - C_i)$  = koncentrační spád,  $r$  = poloměr rozpouštěné pevné částice.

Tento model dobře přibližuje skutečnosti u **karbonátových částic < 10  $\mu\text{m}$** .

Nad 10  $\mu\text{m}$  se však vazba k průměru částice vytrácí. S rostoucí velikostí objektu nabývá na významu porovnání s tzv. **nehybnou vrstvou roztoku** (= vrstva s vysokou koncentrací iontů), která existuje těsně nad rozhraním pevná fáze – roztok.

U **větších částic, např. mm řádu**, je vhodné užít pro výpočet rychlosti rozpouštění poměr k tloušťce nehybné vrstvy ( $L$ ):

$$R = D_i \cdot A \cdot (C_s - C_i) / L.$$

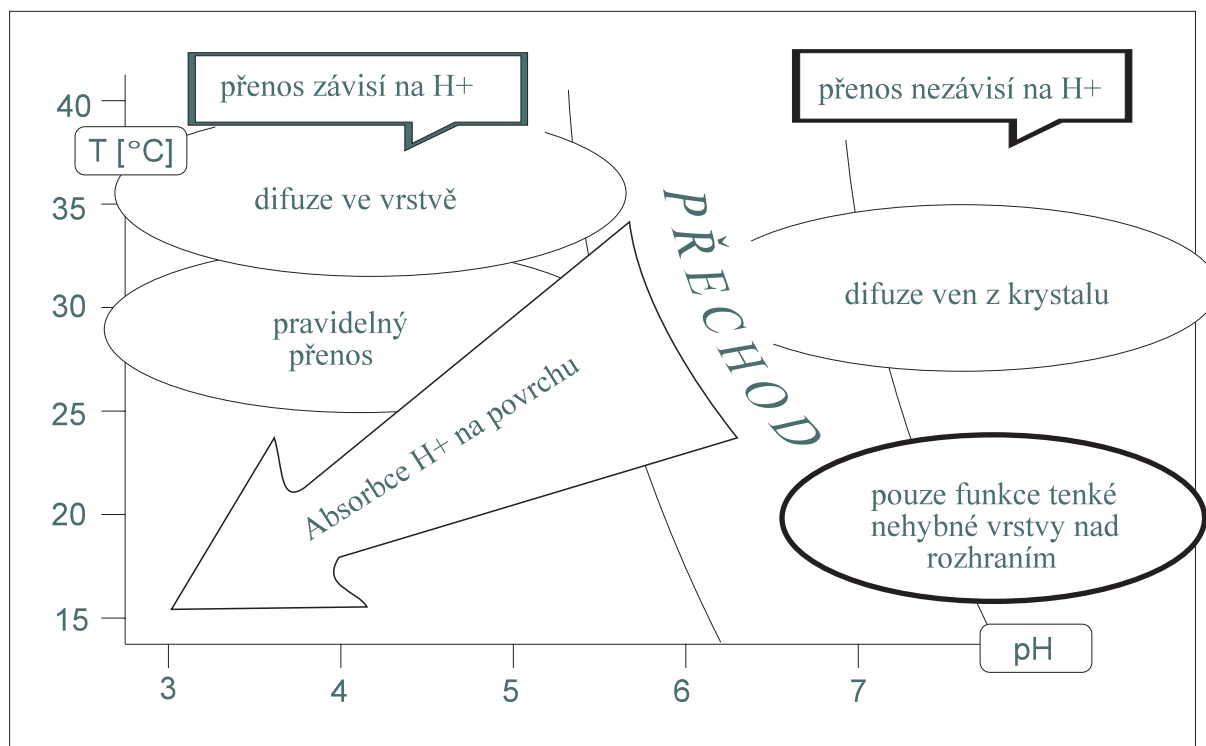
Nicméně, i rozvinuté matematické modely se **pouze přibližují experimentálně ověřované skutečnosti** (srov. jednoduchou situaci na obr. 2a). Je to dáno vzájemně se ovlivňujícími vazbami na proměnlivost složení přírodních karbonátů, horninových fluid a podmínek samotné reakce.

Při rozpouštění a krystalizaci bývá přeceňován **účinek celkové výměny (cirkulace) horninových fluid**, procházejících skrze karbonátové těleso.

Ten sice limituje samotný odnos nebo přínos materiálu, ale pouze velmi slabě ovlivňuje samotnou reakci na rozmezí pevná fáze – roztok.

Klasickými **pokusy s rotujícím diskem** bylo prokázáno, že rychlost rozpouštění stoupá mírně jen na počátku zrychlování jeho rotace, kdy mechanický pohyb ještě účinně ovlivňuje koncentrační spád. Potom se růst rychlosti rozpouštění brzdí a nakonec působí i kontraproduktivně.

Proč tomu tak je, vysvětlují studie o samotné fázové hranici. Rozpouštění probíhá tak, že se nad fázovou hranici vytvářejí tzv. **povrchové komplexy** složené z iontů roztoku a navázané na ionty na krystalovém povrchu. Tyto komplexy jsou metastabilní a mají rozhodující podíl na trhání (nebo konstrukci) krystalové mřížky. Voda sama má mimořádně polarizované a směrované molekuly. Při zvýšeném pH (kyselosti) působí efektivně  $\text{H}^+$  ionty narušením stability elektronových sdílení v krystalu (obr. 2b).



Obr. 2b Orientační schema hlavních procesů při rozpouštění karbonátu.

Rozpouštění pomáhá přítomnost cizorodých silně **polarizovaných radikálů** (např. jednoduché organické radikály s jádry s cyklickými nenasycenými vazbami mezi atomy C). Mnoho z nich funguje dobře v povrchových komplexech při bourání nebo sestavování mřížky (např. biokoroze a biomineralizace). Sestavení a fungování komplexu je za daných podmínek i **funkcí času**. Tato vrstva tvoří základ kinematiky procesu (tvoření komplexu, jeho uvolnění a nahrazení dalšími aktivními ionty).

Z toho vyplývá, že **příliš slabá výměna roztoku má tlumící účinek** (= nasycení a vznik nové rovnováhy),

a **stejně tak příliš silná výměna**, protože porušuje normální chod procesů na fázové hranici a v tzv. nehybné vrstvě nad ní (koncentrační spád, formování komplexů).

### 2.3 Vnější a vnitřní komplexy

Komplexy radikálů fungující dočasně při vkládání nebo odnímání a rozpouštění částí mřížky, jsou označovány jako chemické komplexy; jsou označovány jako vnější a vnitřní podle toho, zda jejich hlavní funkční komponenty pocházejí z roztoku nebo byly již zabudovány do pevné fáze.

**Vnější komplex** představuje seskupení radikálů z roztoku (nebo biologické membrány, jedná-li se o biokorozi / biokrytalizaci) a jejich připojení na pevnou fázi (v elektrické dvojvrstvě na hranici pevná fáze-roztok).

**Vnitřní komplex** se tvoří v pevné fázi, při vniknutí cizorodého kationtu, přeskupením krystalového okolí.

Může působit rozkladně už sám, nebo po spojení s komplexem vnějším.

Rozpouštění probíhá jednak na **volné hranici pevná fáze – roztok**, ale také ve velmi **tenkých fluidních filmech** (švech).

Jsou to filmy nanometrové až molekulární tloušťky, které mohou mít jak funkci odnosu

(rozpuštění), tak i přínosu (krystalizace), nebo obojího, jako pohybující se fronta minerální změny.

Rozpustnost karbonátů je závislá, samozřejmě, také na **příměsích anorganických látek a prvků** ve vodném roztoku i v pevné fázi rozpuštěného karbonátu. Ty mohou, i v menší koncentraci ovlivňovat strukturu komplexů v elektrické dvojvrstvě, na hranici mezi pevnou fází a roztokem.

Např. nízké obsahy rozpuštěného fosfátu urychlují krystalizaci karbonátu, což je nejlépe doloženo pro aragonit.

Nebo např. příměs Mg v mřížce kalcitu poskytuje dvě minima rozpustnosti kalcitu (obr. 2c), ačkoliv aktivita mřížkových komplexů okolo iontů Mg přesně inverzně roste, což může vést (v reálných podmínkách karbonátových těles za několik set až tisíc let) k difuznímu ochuzení karbonátu o Mg a opětovnému oživení rozpuštění.

## 2.4 Morfologické jevy při rozpouštění a krystalizaci

Při rozpouštění a krystalizaci karbonátových krystalů a jejich agregátů zjišťujeme pozoruhodné morfologické jevy.

Při nízkých tlacích a teplotách, při pomalém rozpouštění, převládá **miskovité rozpouštění ploch**, zatímco hrany ostře vyčínají (známé jsou např. dlažební kostky rozpouštěné v slabé kyselině, nebo pobřežní vápencové klify a korodované trakty vápencových jeskyní).

Při vysokých tlacích a teplotách, při rychlém rozpouštění v agresivním roztoku, se objevuje **zaoblení hran a vypouklé tvarování ploch** (koroze karbonátových krystalů a porfyroblastů ve vysokotlakých a vysokoteplotních metamorfitech; zbytky odolných karbonátů po vytažení z agresivní kyseliny).

Podobně je tomu v případě krystalizace:

Při nízkých tlacích a teplotách a slabých koncentracích roztoků mohou vznikat **kostrovité krystaly, s miskovité vpadlými stěnami**; při vyšších tlakových a teplotních podmínkách mohou krystalovat **klence s vypuklými stěnami** (např. barokní dolomit).

Jedno z možných vysvětlení britových a kostrových jevů počítá s prvotním účinkem tzv. **iontů inhibitorů** (predispozice prvotních hrotů nebo britů při rozpouštění), nebo tzv. **iontů akretorů** (při krystalizaci), která je dále posilována oscilačním nebo proudovým vzorem na rozpouštěném povrchu.

U skalopů na stěnách jeskynních řečišť (= síťovitě rozmístěných miskovitých prohlubní s břity) se počítá i s **kombinací korozních a erozních účinků**. Obojí mohou vytvářet oscilace a v důsledku toho též domény se zesíleným destrukčním účinkem na povrch karbonátu.

## 2.5 Účinky nadkritických horninových fluid

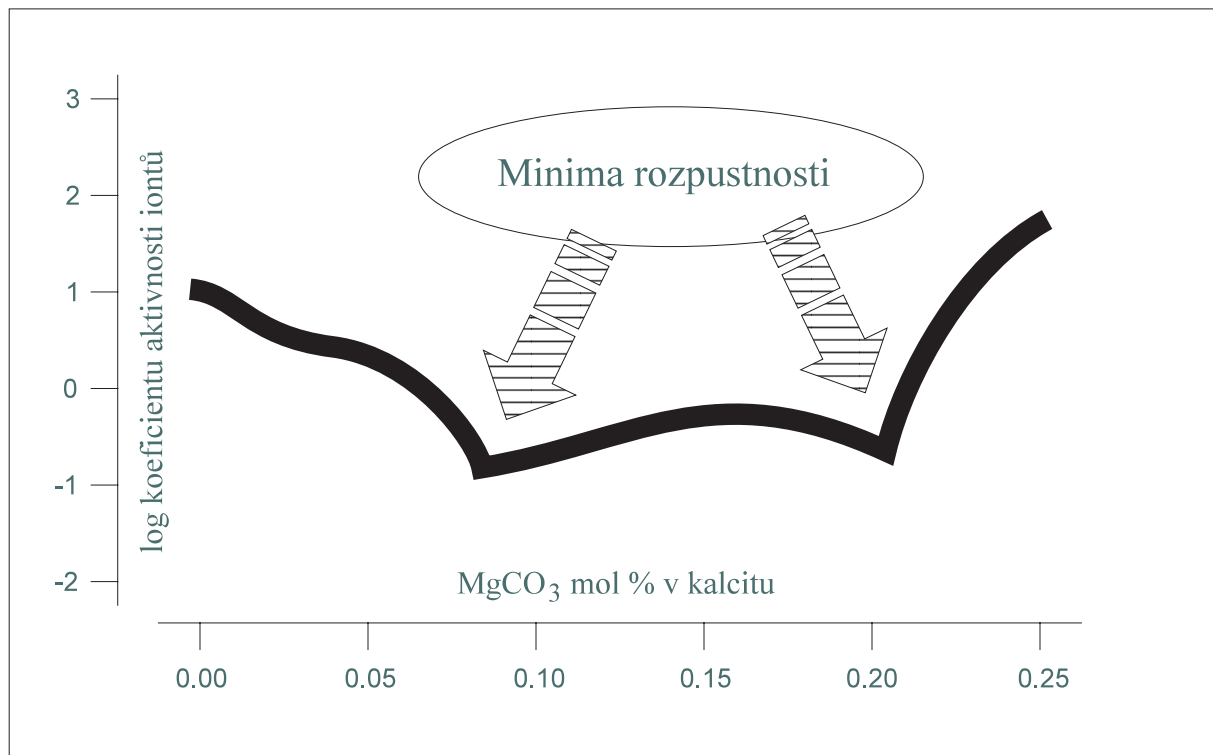
Absolutní **remobilizace** (drastické rozpuštění a potom krystalizace) je během pohřbení karbonátu spojena s tzv. expanzním skokem vody. V takovýchto podmínkách se jedná se o nadkritická fluida, a tyto podmínky se mohou objevit např. při tlacích ca. 30 MPa (okolo 1 km) a při teplotě ca. 400 °C. Dochází zde ke skokovému vzestupu poměru expanze / komprese.

Nadkritická fluida mohou účinně trhat karbonátovou mřížku. S rostoucím tlakem na 0.3 GPa (okolo 10 km) se tyto remobilizační jevy posouvají také do vyšších teplot (550 °C).

Rekrystalizace probíhající při dostatku fluida, vysoké teplotě a tlaku likviduje všechny reliktní struktury karbonátu. Likviduje je zejména tehdy, má-li proces dostatečný spád (gradient).

Např. karbonátová tělesa kontaktně metamorfovaná v blízkosti velkých těles granitoidů.

Nebo např. karbonátová tělesa, která se vyskytují v amfibolitové facii v kolizních orogénech.



Obr. 2c Rozpustnost Mg – kalcitu.

## 2.6 Difúze

Velmi podstatná pro karbonáty je **difúze v pevném stavu**.

BSF model (Burton — Cabrera — Frank) vysvětluje, proč krystaly karbonátu projevují látkovou výměnu v pevném stavu.

Blokový model BSF vychází ze tří skutečností:

- energetické modelování povrchu mřížky doložilo jak vystupující bloky, tak i bloky vypadlé (jámy),
- do jam (děr ve struktuře mřížky) bývají zasazovány buď identické komplexy zvenčí nebo vhodné cizorodé komplexy,
- bloková struktura karbonátu se při nestabilních stavech přeskupuje jako Rubikova kostka (včetně putujících děr).

BSF model vysvětluje difúzní pohyb do děr začleněných komplexů uvnitř struktury karbonátu.

**Reálnost difúze** je doložena výměnou izotopového složení stabilních izotopů v karbonátech (např. C a O), zatímco lokace nepohyblivých subkrystalických uzavření zůstává stejná. Reálnost difúze je doložena též pozorovanou selektivní výměnou iontů a dokonce i atomů prvků v karbonátu.

Difúze se často šíří v oscilačních vlnách a vytváří koncentrické zóny (= tzv. **Liesegangovy kruhy**). Liesegangovy kruhy tvořící ve vápencích zonální páskované struktury makroskopického měřítká jsou však často produktem difúze látek po intergranulárních (fluidních filmech) nikoliv produktem difúze v pevné fázi.

V karbonátových horninách **převládají difúze snižující rozdíly** ve složení dílčích domén, existují však i difúzní procesy **sběrné a výměnné**.

## 3. ZMĚNY SLOŽENÍ KARBONÁTU

---

### 3.1 Dolomitizace a dedolomitizace

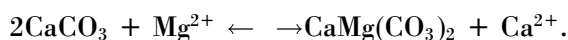
Jednou z nejčastějších změn je přeměna kalcitu na dolomit a zpět.

Krystalizace dolomitu přímo z roztoku za nízkého tlaku a teplot probíhá špatně nebo neprobíhá vůbec, a je proto vzácným jevem. Dochází-li k ní, pak je struktura dolomitu neuspořádaná, přeplněná krystalovými defekty. Hlavním důvodem je obvyklá hydratace iontů  $Mg^{2+}$ , které proto nevstupují do karbonátové mřížky. Tuto situaci lze obejít dvěma způsoby:

- bud' zvýšením teploty, případně i tlaku, nebo
- biokrystalizací, kdy se na procesech v elektrické dvojvrstvě podílejí řízeně organické radikály.

Dolomit tedy vzniká převážně **druhotně**, na úkor různých strukturních forem  $CaCO_3$ . Výjimkou je jeho bakteriální krystalizace, výskyt v tkáních ostnokožců (biokrystalizace), nebo krystalizace v hydrotermálních žilách (vyšší teplota).

Dolomit snadněji vzniká z Mg-kalcitu (pro vyšší obsah  $Mg^{2+}$ ) a z aragonitu (přes přechodná, neuspořádaná strukturní stádia), než z čistého kalcitu s dobře uspořádanou strukturou.



Vzhledem k tomu, že jak struktura kalcitu, tak i struktura dolomitu jsou oproti jiným typům mřížky karbonátu stabilní, a vzhledem k tomu, že ve struktuře dolomitu se střídají pravidelně celé vrstvy  $CaCO_3$  a  $MgCO_3$ , je pro změnu kalcitu na dolomit a zpět zapotřebí **rozpuštění** původní struktury.

Výměna iontů v pevném stavu se na této změně podílí jen zanedbatelnou měrou.

Většina procesů dolomitizace a dedolomitizace neprobíhá na volném rozhraní pevná fáze-roztok, ale ve **fluidních filmech** na švech a mezikrystalových spárách. To, že dolomitizující roztoky jsou často chudé  $CO_2$ , indikuje vyšší výměnu kationtů, zatímco skupiny  $CO_3$  mohou zůstat na místě.

Při experimentech, zahřívání a stlačování pevné roztoky vápenatého a hořečnatého karbonátu vykazují určité možnosti chaotického vkládání pozic iontů hořčíku do kalcitové mřížky, čímž lze dosáhnout pozvolnější přechody ve složení karbonátu, z hlediska obsahů  $Ca^{2+}$  a  $Mg^{2+}$ . Většinou však, i u experimentálně napodobených přeměn, převládá vytváření strukturních vrstev **zvlášť pro kalcit a magnezit**.

Střídání strukturních vrstev v poměru  $CaCO_3$  a  $MgCO_3$ , 1 : 1, pak tvoří typickou dolomitovou strukturu (obr. 1c), srov. fázový diagram pro vznik dolomitu (obr. 3a).

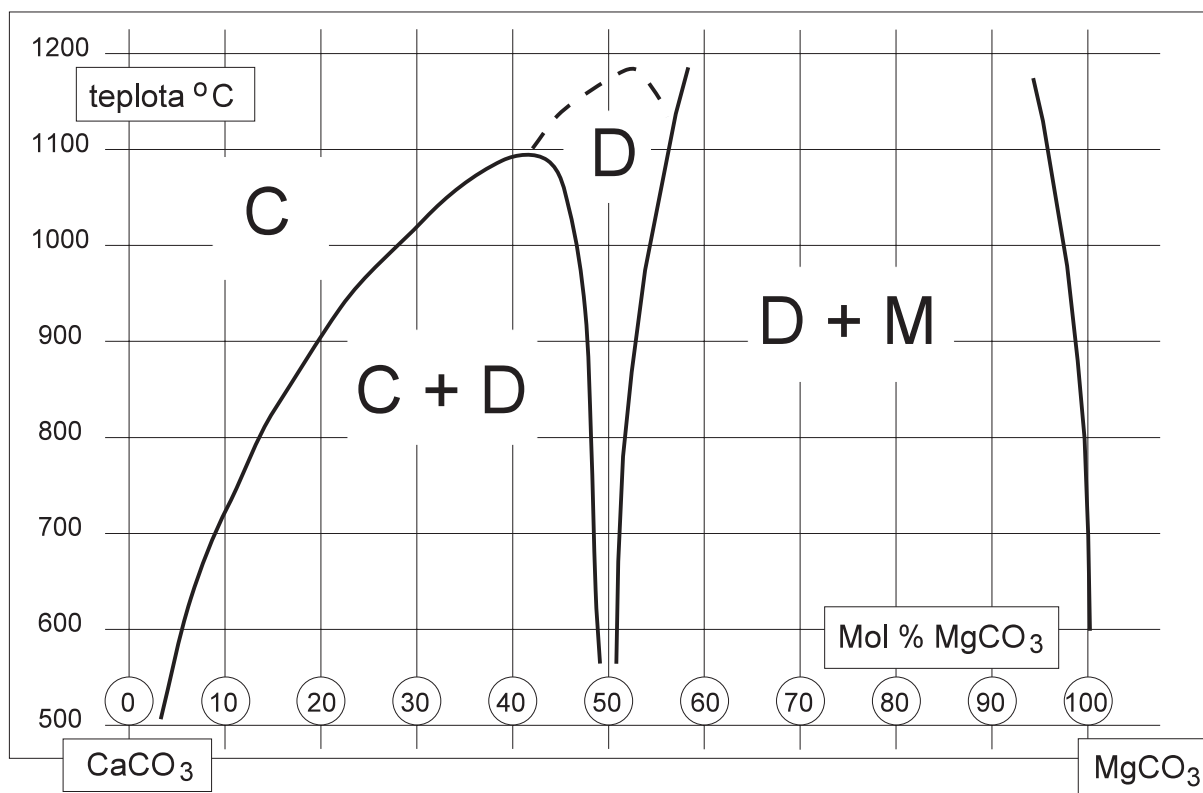
Je tomu tak proto, že chaotické vmisťování iontů jiného iontového poloměru je pro sestavení mřížky **energeticky náročnější**.

Mřížka obsahující příliš mnoho defektů je labilní, mající tendenci se přeskupit tak, aby ionty hořčíku byly seskupeny alespoň do zárodečných, separátních vrstev  $MgCO_3$ .

Celkově **afinita k vmístění Mg iontů** a strukturních vrstev stoupá téměř **lineárně s teplotou**, od ca. 600 °C roste už nelineárně.

Poměr počtu  $Ca^{2+}$  a  $Mg^{2+}$  iontů v dolomitu neodpovídá však vždy zcela přesně poměru 1 : 1 (srov. tab. 1a, obr. 3a).

Časté je mírné **ochuzení o  $Mg^{2+}$** , většina dolomitů obsahuje stechiometricky 0.48 ~ 0.50  $Mg^{2+}$ .



Obr. 3a Fázový diagram systému CaCO<sub>3</sub> — MgCO<sub>3</sub>. C je kalcitová fáze, D dolomitová a M magnezitem bohatá fáze.

Toto ochuzení nemá zcela kontinuální průběh; indikováno je několik nevýrazných sub-rovnovážných poloh, které mají svůj odraz v poněkud fluktuujících hodnotách mřížkových parametrů a  $\sim c$ , při snižování obsahu Mg<sup>2+</sup>.

Je zajímavé, že čisté, laboratorně produkováné krystaly dolomitu, vykazují slabě zvýšené průměrné vzdálenosti mezi vrstvami ve srovnání s karbonáty přírodními.

Tento rozdíl je vysvětlován kompakčními defekty a přítomností Fe<sup>2+</sup> v přírodním materiálu.

Protože samotná kalcitová struktura (pouze s Ca<sup>2+</sup>) je velmi stabilní konfigurací, dolomitizace vyžaduje specifické podmínky:

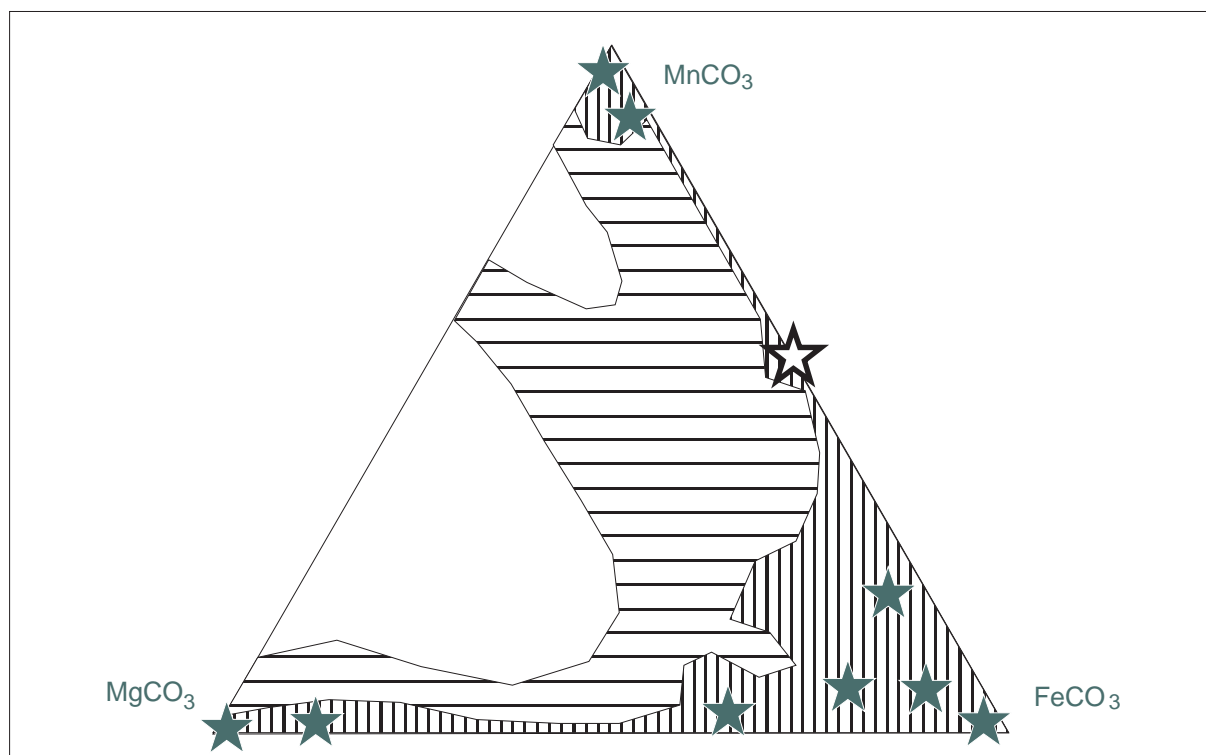
- Ve většině případů je nutný nadbytek Mg<sup>2+</sup> v roztoku.
- Vznik dolomitu usnadňuje zvýšení tlaku a teploty, což ale není podmínkou nezbytnou.
- Další podmínkou je celková vyšší koncentrace roztoků v horninovém fluidu.
- Často bývá dolomitizace doprovázena redukčními podmínkami (tj. ve vodním prostředí se silným odparem; v mineralizovaných vodách v blízkosti migrujících bitumenů).
- Časté střídání redukčně — oxidačního potenciálu u prostupujících horninových fluid podporuje přeměnu na dolomit.

Zpětná přeměna na kalcit se objevuje v případech snížení tlaku a teploty, za přítomnosti chudě mineralizovaných fluid a za přítomnosti vadózní cirkulace (původně dešťové vody).

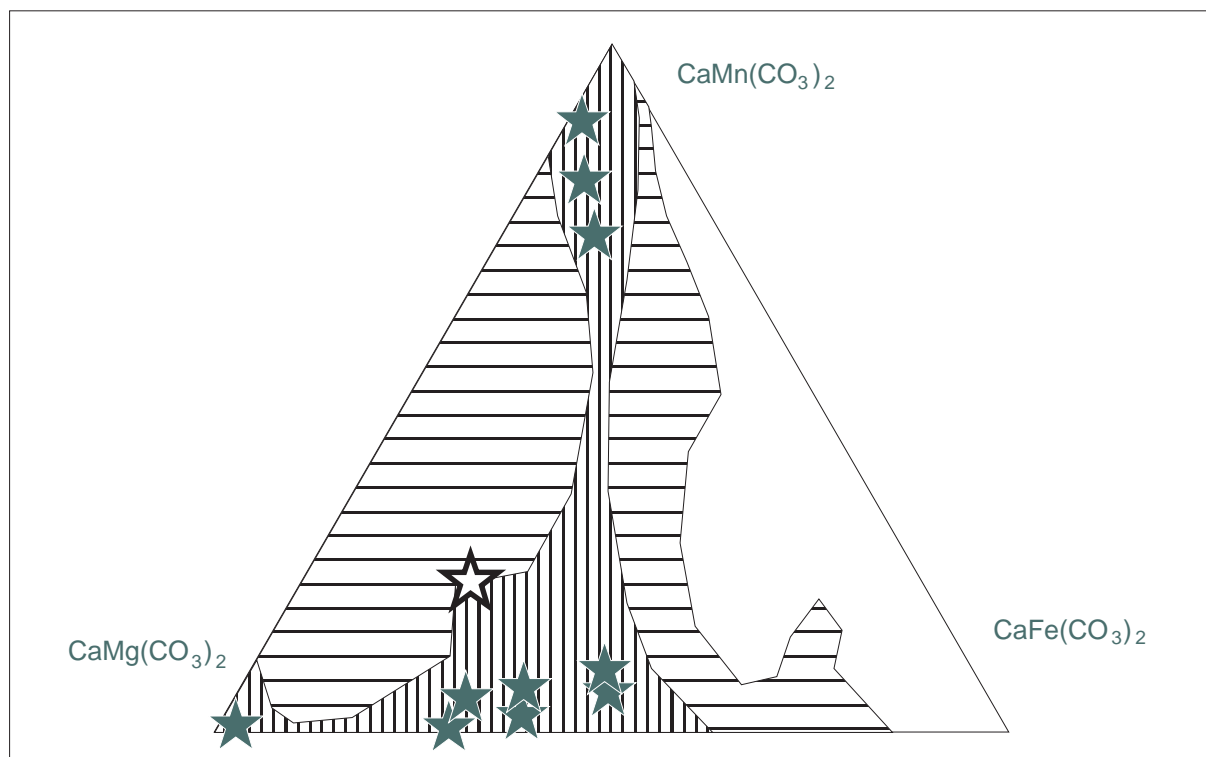
Pro přeměnu kalcit — dolomit a zpět platí, že nenastává zcela automaticky při zvýšení nebo snížení hodnot některého z vyjmenovaných základních parametrů (na to jsou mřížky obou minerálů příliš stabilní konfigurací). Málo stabilní je špatně uspořádaný protodolomit, stabilitu stechiometricky uspořádaného dolomitu snižuje přibývajícím obsah Fe<sup>2+</sup> (0,5–4%) a narůstajícím podílem Ca<sup>2+</sup> vzhledem k Mg<sup>2+</sup>.

K přeměně dochází spíše ve specifických případech, kdy je reakce podpořena vhodným složením fluid a optimálním gradientem reakce.

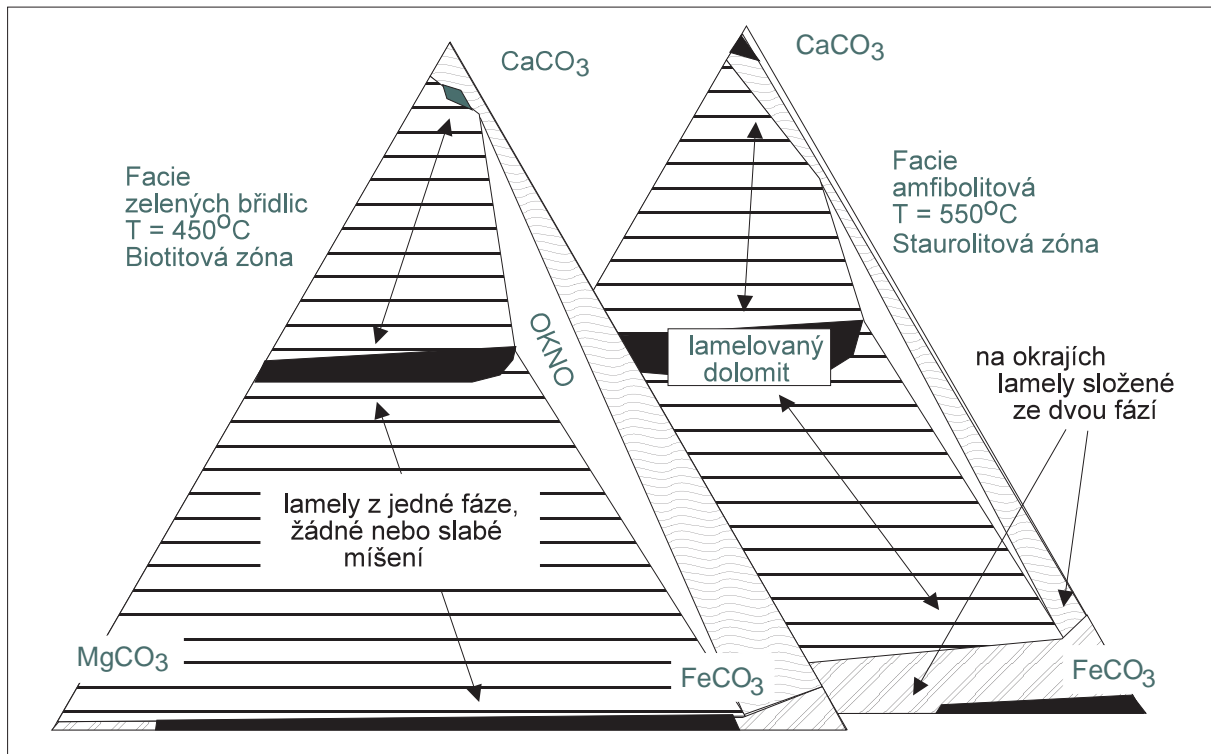




**Obr. 3b** Složení karbonátů řady magnezit — siderit — rodochrozit, preferované pozice jsou podél hran Mg — Fe a Fe — Mn; hvězdičky — dobře doložené stavy.



**Obr. 3c** Složení směsných karbonátů s CaMg, CaMn a CaFe; preferované pozice jsou při obohacování dolomitu Fe.



Obr. 3d Složení karbonátů v biotitové a staurolitové metamorfní zóně; OKNO — tři fáze.

### 3.2 Střídání fází a lamel v řadách Mg-Fe-Mn a CaMg-CaFe-CaMn

Složení karbonátů Mg — Fe — Mn odráží obtížnou přímou záměnu Mg za Mn, a obtížnost vytvoření dvou- až třífázových střídání strukturálních vrstev mřížky v blízkosti této hrany trojúhelníkového diagramu (obr. 3b).

Daleko snadnější je záměna Mg za Fe, stejně tak jako Fe za Mn, což indikují přechody viditelné na kumulovaných datech o složení karbonátů zemské kůry (obr. 3b).

Difúzně rozložená data v indikovaných polích (obr. 3b) ukazují, že mnoho přírodních karbonátů obsahuje poruchy mřížky umožňující odchylky od nejjednodušších střídání fází ve strukturálních vrstvách mřížky.

Zatímco strukturální střídání fází magnezitu, sideritu a rodochrozitu poskytuje šanci pro přechod mezi Fe- a Mn-karbonátem, při míšení struktur karbonátů dolomitového typu (CaMg, CaFe a CaMn) je tento přechod omezen (obr. 3c).

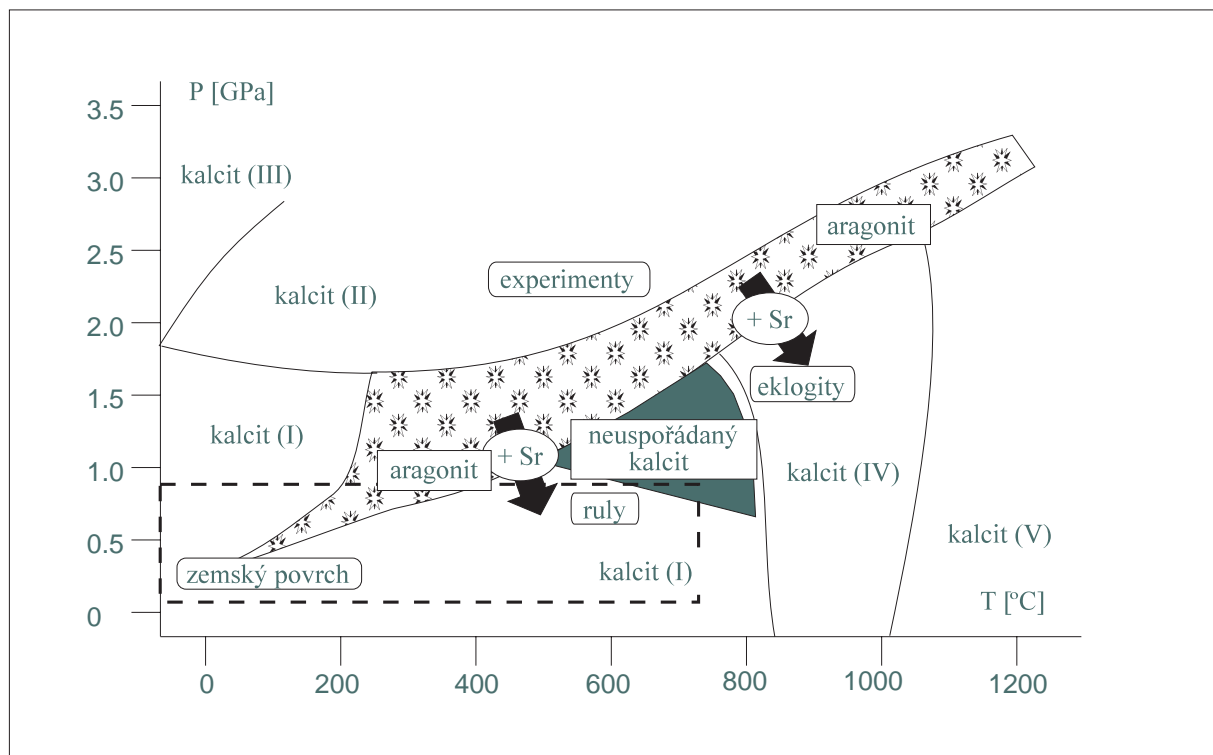
Jak dolomit, tak i kalcit mohou být značně nabohaceny Fe, obvyklé jsou obsahy do několika prvních procent.

Za dostatku Fe, proces nabohacování železem pokračuje až do intervalu mezi 15-25 mol.%, kde bývá zbržděn, nebo kanalizován směrem k jiným dostupným substitucím iontů (srov. obr. 3c).

Další typ struktur představuje střídání dvojčatných lamel dolomitové a kalcitové struktury. Toto střídání je typické pro metamorfní karbonáty. Hojně je při teplotách vzniku mezi 400 a 600 °C a při tlacích 0.2 až 0.8 GPa.

Typ střídání strukturálních vrstev v mřížce (fází) i dvojčatných lamel přednostně závisí na teplotě vzniku (srov. např. obr. 3d, biotitová a staurolitová zóna), v menší míře i na tlaku.

Struktury v karbonátových krystalech metamorfního původu mohou, s určitou nepřesností metody, zpětně indikovat teploty, potažmo i tlaky, potřebné pro vznik dané smíšené struktury.



Obr. 3e Obyklá rozhraní pro p–T podmínky aragonitu, neuspořádaného kalcitu a modifikaci kalcitu.

### 3.3 Rozhraní podmínek aragonit-kalcit

Z hlediska historie obohacení nebo ochuzení karbonátu Sr a Ba je významná existence tzv. **aragonitového kanálu** v p–T diagramu (obr. 3e).

Zatímco pro čistý uhličitan vápenatý je **rozhraní aragonit — kalcit** kalibrováno ca. mezi 0.8 GPa / 350 °C a 1.4 GPa / 650 °C, s rostoucím obsahem Sr toto rozhraní klesá do nižších tlaků (při 20 mol. % uhličitanu strontnatého je ca. mezi 0.5 GPa / 350 °C a 1.1 GPa / 650 °C).

Ačkoliv tzv. aragonitový kanál většinou leží nad linií běžných p–T podmínek panujících nebo dosažitelných v zemské kůře, může být vyjíměčně dosažen:

- při tektonickém stresu v oblasti přechodu kůra — plášť.
- Další výjimky tvoří jednak tzv. **neuspořádaný kalcit** vybíhající od bodu 1.0 GPa / 500 °C, jednak
- mírně temperované vody za velmi nízkých tlaků (obr. 3e).

Tato tři vzájemně odlišná pole podmínek jsou významná pro možnost obohacení karbonátu Sr, Ba a stopovými prvky.

Všechny ostatní rekrystalizace probíhající pod rozhraním aragonit — kalcit však působí vždy opačně (tj. vyvolávají opakované ochuzení karbonátu o Sr).

Většina vápenců a dolomitů nemívá vyšší **obsahy Sr** než 1100 ppm, běžné obsahy jsou mezi 300 a 80 ppm, někdy i menší.

### 3.4 Selektivní změny ve složení strukturních vrstev mřížky

Kromě výměny atomů kovů probíhá v mřížce karbonátů také intenzivní výměna O a celých karbonátových skupin. Výměna v **kationtových a aniontových vrstvách** neprobíhá obvykle stejným tempem. Zpravidla jsou rychleji vyměňovány O a C.

Při porovnání izotopových poměrů  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^{13}\text{C}$  (jejichž změna vůči standardnímu složení indikuje míru výměny O a C během diagenese) s výsledky CL-luminiscence a mikrosondy o rozmístění obsahů Mg, Fe a zejména Mn (tj.  $\text{M}^{2+}$ ) v krystalech karbonátu byly doloženy tyto extrémní případy:

- a) již původně rozdílné obsahy kationtů  $\text{M}^{2+}$  si zachovávají svoje umístění v krystalu (např. uvnitř článku krinoida), což ovšem neplatí pro většinou vyměněné skupiny  $\text{CO}_3^{2-}$ ;
- b) izotopové složení O a C je blízké původnímu (standardnímu), zatímco původně rozdílné obsahy kationtů  $\text{M}^{2+}$  jsou sjednoceny a oproti původně očekávanému složení jsou změněny.

To jinými slovy znamená, že výměna skupin, iontů a atomů může nabývat **selektivní charakter** i v měřítku strukturní vrstvy mřížky.

## 4. KONCENTRACE KARBONÁTU

---

Proces zvyšování koncentrace karbonátů vzhledem k celkovému geochemickému pozadí, až po jejich naprostou dominanci, lze sledovat v různém měřítku. Pro vznik karbonátových těles (komplexů) je však potřebný výklad, který je zaměřen zejména na největší rozměry procesů koncentrace karbonátu.

Koncentrace karbonátu v dobře viditelných a definovaných sedimentárních karbonátových tělesech vyniká zejména při srovnání s poměrně nízkými obsahy vápníku v mořské vodě nebo v zemské kůře. Střední hodnota obsahu Ca v mořské vodě je 415 ppm (= o něco málo více než K; více než 3× méně než Mg nebo Na). Clark Ca je 3,25, Mg 2,35, tj. váhový podíl prvku pro zemskou kůru vcelku, 100%. Průměrné obsahy uhlíku v zemské kůře se liší podle autorů, pravděpodobně se pohybují mezi 200–320 ppm.

### 4.1 Organismy a koncentrace karbonátu

Základním faktorem majícím vliv na koncentraci karbonátů je **přítomnost organismů**, schopných tím, či oním způsobem Ca z mořské vody získat a ukládat jej v karbonátu.

- Ve velkém měřítku dochází ke srážení karbonátu v těsné blízkosti organismů, vlivem změn ve složení obklopujícího vodního roztoku. Velké koncentrace karbonátu vznikají např. v okolí mořských řasových rohoží, složených z vláken sinic.
- Kromě toho je u sinic experimentálně prokázána též přímá biomineralizace vně buněk, ukládající sádrovec, kalcit, dolomit a magnezit.
- Významná je rovněž přímá biokrystalizace do skeletálních tkání mnohobuněčných organismů. V posledních dvou případech se na krystalizaci podílejí přímo povrchové chemické komplexy obsahující organické báze.

**Fotosyntéza** probíhající v sinicích podmiňuje denní změny v absorpci a uvolňování  $\text{CO}_2$ . Při změnách chemismu vody v těsném okolí sinic nastanou obvykle 2× i vícekrát denně konfigurace vhodné pro srážení karbonátu. Řasové rohože jsou tak prokládány buď drobnými klenci kalcitu nebo krátkými jehličkami aragonitu.

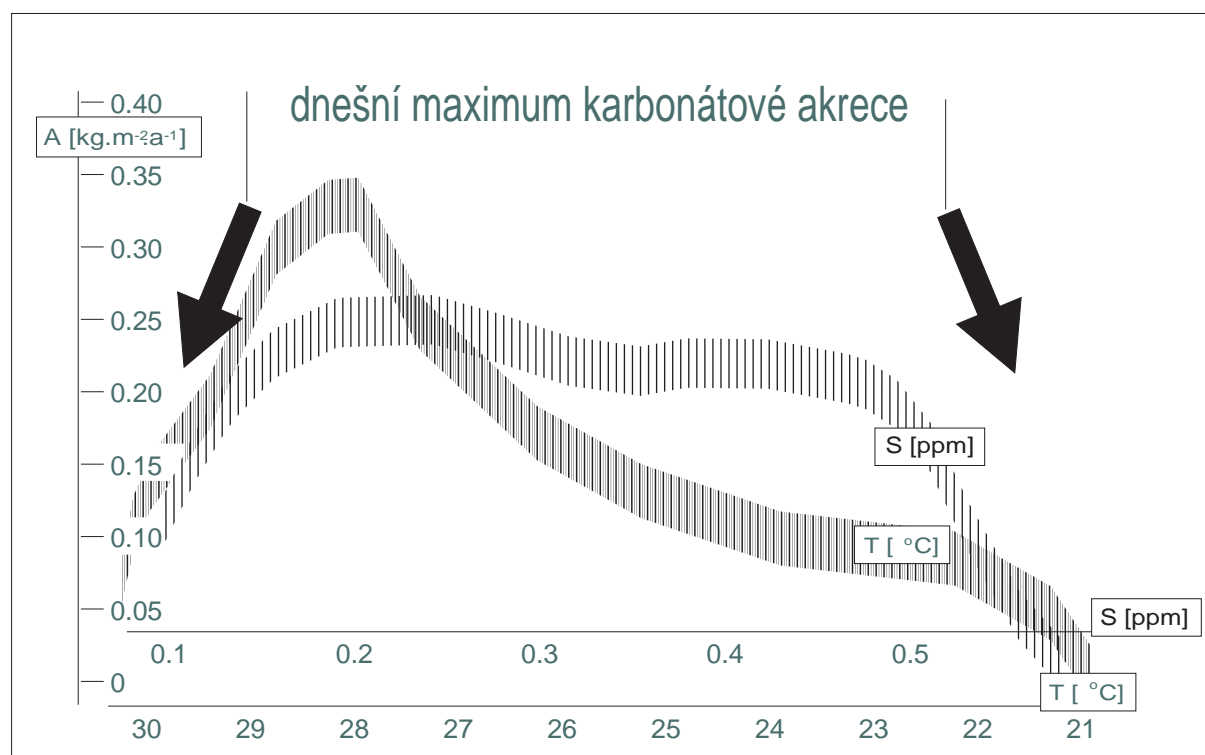
Kromě této činnosti sinic a bakterií se karbonát hromadí ve formě **odumřelých stélek** vápnitých řas, **sehránek foraminifer**, dále např. **skeletů vápnitých hub** (např. demospongií, vč. stromatopór), korálů, měkkýšů a ostnokožců.

Vápnité kostry organismů se staly během posledních 500 milionů let vývoje života stále častějšími, a to zvláště tam, kde organismy vykazují **silnější metabolickou bilanci** (= zejména ve fotické zóně teplých vod, kde se tvoří bohaté strukturované ekosystémy).

Genetické důvody pro tuto koncentraci jsou pravděpodobně dva:

- energeticky a fyziologicky dobrá **akceptovatelnost karbonátů vápníku jako kosterního doplňku**,
- stahování kationtů vápníku z okolí fyziologických membrán, kde jejich **nadbytek brání životním funkcím**.

**Ukládání Ca-karbonátů do organismů a jejich periferie** nezpůsobuje významné ochuzení cirkulující mořské vody o  $\text{Ca}^{2+}$ , nýbrž **reguluje jeho nadbytek**. Ten totiž velmi brzy vznikne zpětným rozpouštěním z mrtvých skeletů a vymýváním zvětralín. Úvahy fyziologů o „nadbytku  $\text{Ca}^{2+}$ , jako metabolickém jedu“, mají proto určité opodstatnění i z hlediska vývoje koncentrace karbonátu.



Obr. 4a Závislost intenzity výsledného hromadění karbonátu (A) na teplotě vody (T) a množství suspenze v ní (S).

## 4.2 Produkce a akrece karbonátu

Produkce karbonátu (a nepřímo i dochování) karbonátových těles je charakterizována ostrými limitními gradienty:

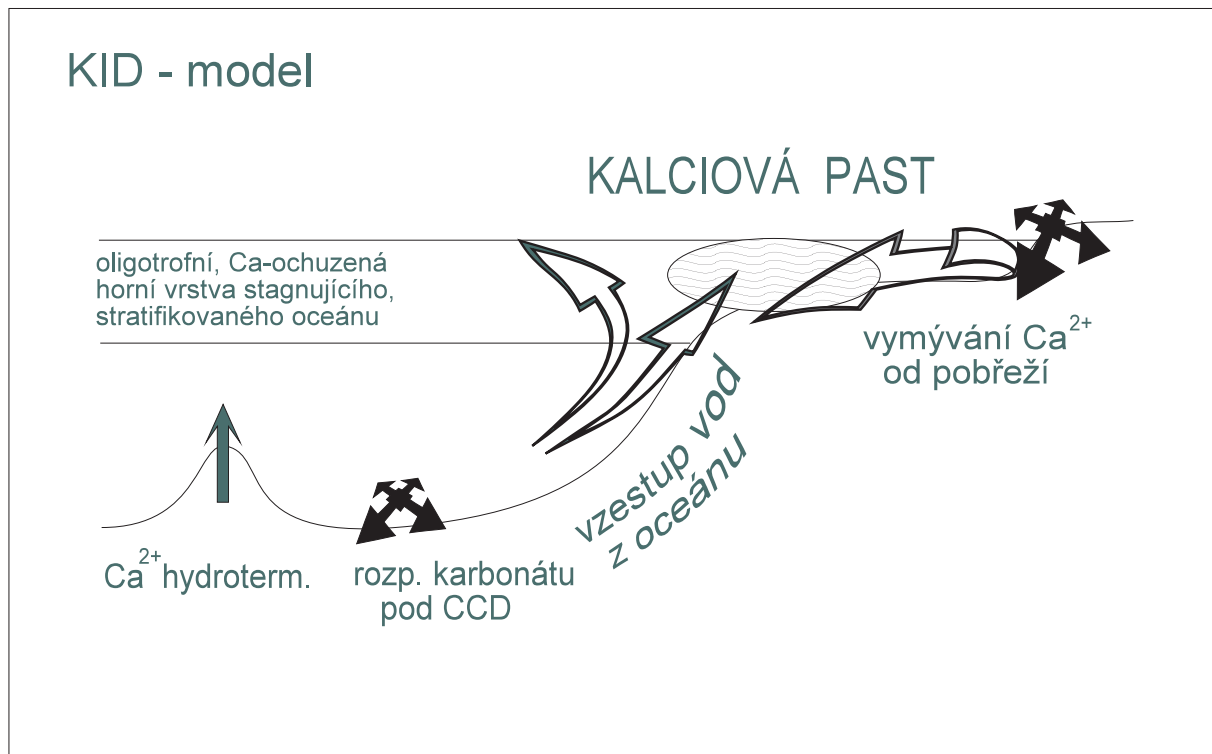
- ve vztahu k teplotě,
- světlu,
- prokysličení vody a
- přínosu siliciklastického sedimentárního materiálu.

Příklad vztahu k průměrným srpnovým teplotám moří a obsahu suspenze (anorganické i organické) ukazuje prudké snížení produkce karbonátu při teplotách pod 21 °C a obsahu suspenze ca 0,55 ppm (obr. 4a). Obsahy suspenze nad kritickou hodnotu jsou letální buď z důvodu sedimentace (jíl, prach) nebo z důvodu tlející organické hmoty a toxinů fytoplanktonu (silná eutrofie) anebo, a to v neposlední řadě, z důvodu omezení průchodu světla do horních vrstev vody.

Akrece karbonátu je průměrným výsledkem hromadění karbonátového sedimentu. Tato hodnota bývá řádově 10× až 100× nižší než momentální skeletální produkce karbonátu organismy. Rozpuštění a odnos karbonátů je totiž protichůdný proces, který s produkcí karbonátu neustále a velmi úspěšně soupeří.

## 4.3 Biologické pasti, místa hlavní produkce karbonátu

Jak vyplývá z výše uvedených podmínek, pro karbonátovou sedimentaci jsou vhodné vyšší teploty, osvit a prokysličení vody, spolu s minimálním přínosem siliciklastického materiálu. Proto například Z. Kukul použil formulaci, že vápence jsou sedimenty „držící se hesla buď a nebo“, to znamená, že jakmile přestanou působit omezující faktory, karbonátová sedimentace se rozjede



**Obr. 4b** Kalciová past na styku vystupujících vod z oceánských hlubin a vod vracějících se zpět od pobřeží; kalciová past má zvýšenou primární biologickou produktivitu.

jako lavina a čisté vápencové akumulace narostou do značných rozměrů. Jinými slovy, **hranice systémů se silnou akrecí karbonátu mají poměrně strmý spád** (gradient). Je to vidět i z porovnání objemu více méně čistých karbonátových těles (90–100%  $\text{MCO}_3$ ) s objemem tzv. přechodných, karbonát-silikátových sedimentů (25–75%  $\text{MCO}_3$ ); tento poměr je ca 3 : 1.

Relativně náhlé vytvoření takového produktivního intervalu a jeho zhroucení je většinou dobře korelovatelné s dynamikou ekosystému (zpravidla rifového), který tuto produkci ve skutečnosti zabezpečuje. Takovýto ekosystém a s ním související prostor vymezení ve smyslu geografickém i ve smyslu fyzikálních a chemických parametrů reprezentuje vlastní **biologickou past** na karbonáty. Na náhlý start a pád takovýchto pastí mohou tedy mít vliv všechny fyzikálně-chemické a biologické faktory, které umožňují relativně náhlý vznik a zánik rifových ekosystémů. Takovýchto specifických faktorů je celá řada, například:

- náhlá a silná eutrofizace vod,
- dlouhodobé ochlazení, nebo prudké výkyvy teplot, které jsou zejména účinné v pořadí oteplení a ochlazení,
- opakované destrukční účinky tsunami (velkých vln v oceánu vyvolaných zemětřesením); tektonický neklid odrážející se v nekonzistentních vertikálních pohybech podloží a celého karbonátového tělesa (komplexu),
- kolizní orogeneze následovaná diastrofickou sedimentací (s velkým nakupením siliciklastických sedimentů),
- kolaps ekosystému při některé z globálních ekologických krizí vlivem nedostatku rezervních zdrojů pro oživení ekosystému.

#### 4.4 Kalciové pasti

Vedle výše definovaných biologických pastí vyššího řádu (většinou rifových ekosystémů), jejichž fungování je zcela zjevné, existuje pojem tzv. **kalciové pasti KID** (Kazmierczak-Ittekkot-Degen, obr. 4b). Ta je v podstatě též biologickou pastí, ovšem prvotního typu (z hlediska organizace ekosystému). Zachytává  $\text{Ca}^{2+}$  z mořské vody, ale její umístění závisí na složení mořských vod a na jejich proudění. Vznik kalciové pasti je možný na styku dvou vodních mas bohatých vápníkem:

- a) podél dna klesajících příbřežních vod a
- b) hluboko-oceánských vod vystupujících podél hlubšího svahu šelfu.

Při srážce obou proudění vzniká **hřibovitě zdvižená turbulentní doména** charakteristická pro okraj šelfu. Její vznik může být umožněn také jinými mechanizmy, např. je-li povrchový proud rovnoběžný s pobřežím odtlačován větrným prouděním z kontinentu. Zmíněná doména má **zvýšené obsahy  $\text{Ca}^{2+}$  iontů**, čehož je dosaženo smíšením dvou zdrojů bohatých vápníkem.

Kalciové pasti KID působí spolu s faktem, že právě v místě výstupu oceánských vod dochází k obohacení živinami a k **mírnému zvýšení primární produkce fytoplanktonu**. Tím se abiotická kalciová past mění na prvotní biologickou past.

U silně míšeného oceánu (v době **eustatického minima** mořské hladiny) bývají kalciové pasti **u břehu**; u dobře stratifikovaného a stagnujícího oceánu (v době **eustatického maxima** mořské hladiny) bývají **na vnějších okrajích šelfů**.

Účinnost pastí závisí, mimo jiné, na **balanci mezi účinkem mírného zvýšení primární produkce a mezi kalciovým stresem z nadbytku  $\text{Ca}^{2+}$** . Oba faktory mají buď kladný nebo záporný vliv na vývoj kalciové pasti. Nízké anebo velmi vysoké hodnoty obou faktorů mají nepříznivý vliv. V rozmezí středních hodnot má zvýšení primární produkce nejprve pozitivní vliv, pak negativní; u kalciového stresu je tomu naopak.

#### 4.5 Koncentrace karbonátů v drobném měřítku

U objektů cm (vzácně dm ~ m) rozměru je znám vznik **karbonátových konkrecí**. Tyto konkrece vznikají zpravidla v časných diagenetických stádiích, kdy porozity neklesají pod 50% a obvykle jsou vyšší (ca 70%). Rychlost jejich růstu kolísá ve značném rozmezí od 40  $\mu\text{m}$  do 0,5 cm / rok. Faktorů vyvolávajících selektivní krystalizaci a koncentraci karbonátů je více, např.

- a) primární nehomogenity horniny, kdy jemnozrnější karbonátová anebo smíšená klastika se snáze rozpouštějí a karbonátem bohatší a hrubší partie fungují jako krystalizační centra,
- b) lokální, skvrnové nepravidelnosti v pH, Eh pórového fluida,
- c) celkově pozitivně působí nasycení roztoků v poloze hornin, kde karbonáty vznikají.

Konkrece jsou nalézány v jílovito-prachovitých jezerních a mořských sedimentech se **silně vápnitou pórovou vodou**, nebo v pouštních, lateritických a jeskynních půdách a hlínách.



## 5. ROZPTYL KARBONÁTU

---

V předešlé kapitole popsaná koncentrace karbonátu v biologických pastech, zejména v rifových ekosystémech a s nimi spojených sedimentačních pánvích, je velmi účinným procesem.

V dnešních podmínkách dokáží některé rify celkově růst až o 0,4 cm / rok, což znamená produkci karbonátu (při odečtení 40% pórovitosti) 6,55 kg / m<sup>2</sup>.rok.

Tyto hodnoty jsou skutečně dosažitelné ukládáním skeletální biomasy na místě, zvláště jsou-li přítomny korálo-řasové porosty s mnoha patry bohatého bentózního ekosystému.

### 5.1 Rozdíl mezi krátkodobým a dlouhodobým akrečním výkonem

Krátkodobý akreční výkon 6,55 kg / m<sup>2</sup> .rok odpovídá nezvykle vysoké sedimentační rychlosti 400 cm / tisíc let (= 4000 m / milion let).

Takováto průměrná rychlost je však dokumentována pouze v krátkých časových intervalech, tj., v tomto případě, maximálně po dobu do 4 tisíc let.

Existence této vysoké sedimentační rychlosti na vertikálně, nebo mírně šikmo aktivně rostoucím karbonátovém tělese (karbonátovém nárůstu), je sice možná krátkodobě, ale není udržitelná dlouhodobě.

To vyplývá jednak ze vztahu k rychlostem možného periodického eustatického vzestupu hladiny světových moří, jednak ze vztahu k rychlostem soustavné subsidence bloků zemské kůry, které rify podestylají.

Nejvyšší dobře doložené vzestupy mořské hladiny jsou doloženy (H.R. Wanless) z doby před 16 až 10 tisíci let, a to ca 1,7 cm / rok. Naproti tomu průměrné eustatické rychlosti změny hladiny pro kenozoikum jsou odhadovány pouze na  $n \times 0,001$  cm / rok; jsou tedy o tři dekadické řády nižší.

Nejvyšší dobře doložené subsidence bloků zemské kůry představují ca 0,5 cm / rok (za několik set až prvních tisíců let), přičemž při dlouhodobém průměru (za několik milionů až desítek milionů let) klesají hodnoty subsidence obvykle řádově až na  $n \times 0,01$  nebo až pod  $n \times 0,001$  cm / rok; dlouhodobé hodnoty jsou tedy rovněž až o tři dekadické řády nižší.

**Krátkodobé versus dlouhodobé rychlosti sedimentace:** Průměrné rychlosti vypočítané pro celá karbonátová tělesa ukládaná po dobu několika set tisíc až několika desítek milionů let jsou podstatně nižší, než rychlosti krátkodobé.

Obvyklé nejvyšší dlouhodobé hodnoty pro soustavně se vyvíjející rifové komplexy nepřesahují 130 m / milion let, jsou tedy přibližně 30× menší než hodnoty dosahované za dobrých podmínek subrecentními karbonátovými nárůsty (rify, neboli útesy).

### 5.2 Ztráta sedimentárního záznamu a ztráta objemu karbonátu

Otázka tedy zní, kde je neuchovaný nebo přímo zmizelý karbonát v poměru 30 : 1?

Navíc je u mnoha karbonátových těles (komplexů) tento poměr mezi krátkodobou (= jeden rok až jeden tisíc let) a dlouhodobou (= několik set tisíc až několik desítek milionů let) sedimentační rychlostí (respektive akreční rychlostí) podstatně vyšší. Disproporce je vyjádřena až poměrem 850 : 1.

Důvod této disproporce spočívá:

- a) v kontaktu s mořskou hladinou (eustatické pohyby mořské hladiny, hustotně vyvolané kolísání bloků zemské kůry — viz výše),

b) v postupném přepracování sedimentu, diagenetickém rozpouštění a rozptylu karbonátu do okolního prostředí.

**Karbonát se okamžitě po svém vytvoření (respektive po odumření organismu) dostává do intenzivního sedimentačně-diagenetického procesu:**

- a) bioerozí (např. leptající činnost endolitických bakterií, sinic, rostlinných a živočišných hub, polychaetů – červů, mlžů, gastropodů – plžů; drtící činnost korýšů a ryb),
- b) mechanickou erozí (resedimentace kalu, písku a šterku),
- c) rozpouštěním, novou krystalizací a opětovným rozpouštěním (přemístění účinkem pórových vod).

V sedimentárních sekvencích karbonátů existují **obrovské** (ač mnohdy roztroušené) **přetržky přímého sedimentárního záznamu**. Vznikly zejména díky primární nesedimentaci, erozi a rozpouštění, a byly posíleny diagenetickým odnosem karbonátu podél početných švů, na nichž dochází k rozpouštění. Tato děravost přímého stratigrafického záznamu byla překvapivě, ale velmi výstižně charakterizována D. Agerem: „... skutečný sedimentární záznam je většinou nic a jenom občas něco ...“, a to nejčastěji v poměru chybějícího záznamu a přímo existujícího sedimentárního záznamu mezi 50 : 1 až 500 : 1.

### 5.3 Průběh rozptylu karbonátu během vývoje karbonátového tělesa

Zvláště **endolitické bakterie** v povrchové vrstvě sedimentu způsobují návrat karbonátů zpět do roztoku, případně do suspenze jemných krystalků a drtě. Jejich mikrodutinky jsou známy z mořského dna na mělčinách i z hloubek až 1 km.

Těsně pod povrchem sedimentu, 10–25 cm, bývá přítomna **podpovrchová vrstva** obohacená organikou, kde je kyslejší prostředí a kde dochází k silnému rozpouštění karbonátu.

K silnému rozpouštění dochází na **tlakových švech**, které se objevují již od hloubek asi 50 m, ale velmi silně se rozvíjejí při hloubkách pohřbení karbonátového tělesa mezi 2,4 a 10 km [ $\sim 0,072\text{--}0,3$  GPa].

Celé pórzní těleso karbonátu je **promýváno horninovými fluidy**, jejichž obsahy  $\text{Ca}^{2+}$  kolísají od mořských hodnot 0,4 až po silně nasycené vodné roztoky s obsahem vápníku okolo 6‰ [= g / l].

U karbonátových těles, která jsou ještě stále v mořském prostředí, se obsah  $\text{Ca}^{2+}$  v roztoku zvyšuje směrem do hloubky, nelineárně, až do 0,8–1,3 km pod dnem moře. V těchto hloubkách je vodný pórový roztok téměř nasycen. S rostoucí hloubkou nasycenost roztoku opět klesá.

Silný **odnos** karbonátů z karbonátového tělesa pórovou cirkulací **funguje až do utěsnění bariér** nebo **celého karbonátového tělesa**. K utěsnění karbonátového tělesa dochází účinkem lokální krystalizace přenášeného (rozpouštěného a krystalovaného) karbonátu v pórech horniny; až do podstatného vytmelení karbonátového tělesa a snížení jeho porozity.

Současně samozřejmě probíhá **kompakce** rozpouštěné horniny, kterou se snižuje porozita až na ca 0,5–0,2 % celkového horninového objemu.

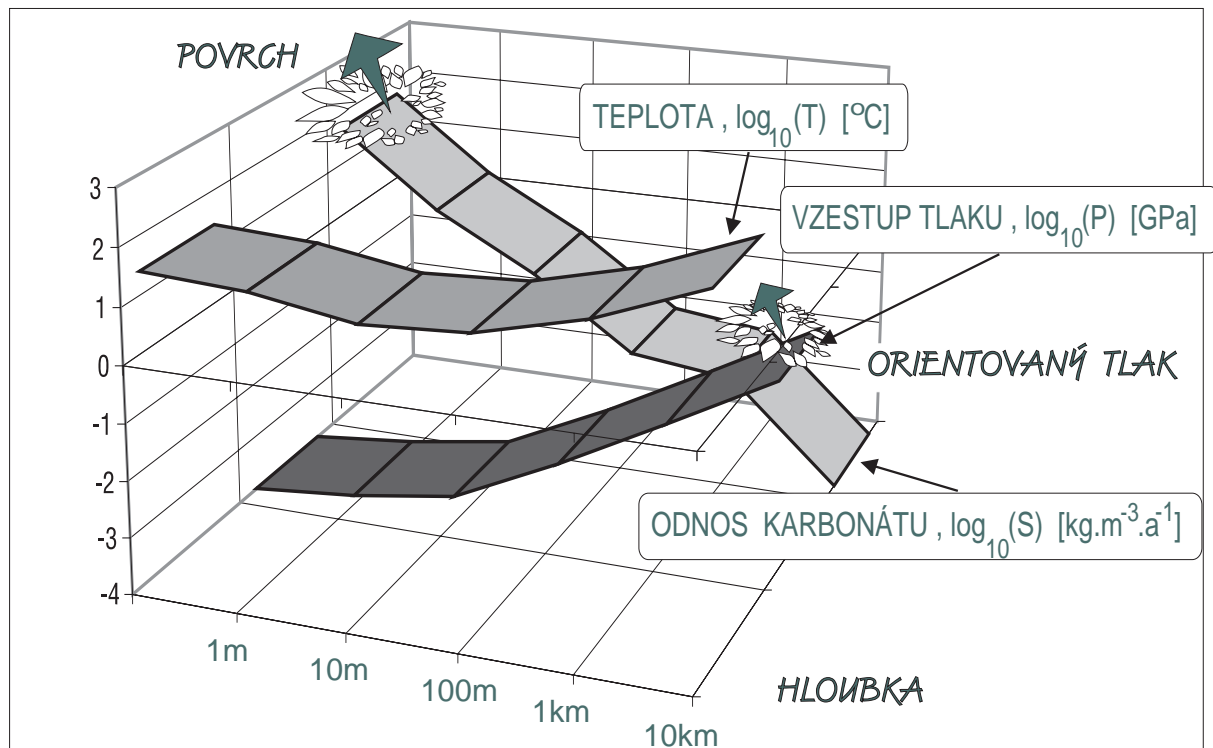
Ne všechny horniny téhož karbonátového tělesa podléhají tmelení (cementaci) a kompakci stejnou měrou. Zejména hrubší kalciklastické sedimenty jsou převážně tmeleny, zatímco jemnozrnné a velmi jemnozrnné kalciklastické sedimenty podléhají zejména rozpouštění a kompakci.

Jedním z hlavních důvodů je podstatně se zvětšující **poměr povrchu k objemu** ( $S_p / V_p$ ) **u velmi drobných částic**. Ty pak poskytují nezvykle velký úhrnný aktivní povrch A, který způsobuje zvýšení rychlosti rozpouštění, jsou-li horninová fluida hlubší cirkulace nenasycená.

Srovnej vztah pro rychlost rozpouštění

$$R = D_i \cdot A \cdot (C_s - C_i) / r,$$

→ kapitola 2: „Procesy krystalizace a rozpouštění karbonátu“.



Obr. 5a Intenzita odnosu karbonátu ze sedimentárního karbonátového tělesa, hlavní rozptyl nastává vzápětí po sedimentaci.

**Agresivní, teplé a silně mineralizované vody** ovšem účinně korodují i vytmelená karbonátová tělesa. K průniku vytmelenými karbonátovými tělesy využívají puklin, kliváže a hranic strukturních nehomogenit. Takovéto vody mohou reprezentovat např.:

- a) vracející se horké vody lagun nebo
- b) vystupující hydrotermy.

První typ vytváří např. okrajové studny v lemových rifech (Rudé moře) nebo horizontální a ukloněné systémy štěrbinových kanálů uvnitř hran rifu.

Druhý typ mohou ilustrovat např. výstupné kanály minerálních vod.

**Meteorické vody** ve vadózní zóně (dešťového původu, vsakující se přes půdy) jsou kyselější díky kyselině uhličitě a huminovým kyselinám. Způsobují běžné zkrasování a vývoj kavernózní porozity u vynořených karbonátových těles.

Celková výměna fluid v karbonátovém tělese, nebo jeho částech, je velice proměnlivou veličinou, která závisí na typu a velikosti porozity a na cirkulačním gradientu.

Tato výměna neprobíhá homogenně: průtok velkými póry je rychlejší avšak méně efektivní vzhledem k odnosu karbonátu.

Na subsedimentárním až diagenetickém odnosu karbonátu (až po výsledné poměry „chybějící karbonát versus dochovaný karbonát“ od 30 : 1 po 850 : 1) se v obecném dlouhodobém průměru zemských podmínek fanerozoika jednotlivé jevy podílejí přibližně v těchto proporcích:

- a) destrukce a přemístění na povrchu, rozpouštění na povrchu a v prvních decimetrech až metrech hloubky ... 89,5 %,
- b) diferenční rozpouštění vrstev a skvrn při mírném pohřbení pod několik desítek až set metrů nadloží ... 7%,
- c) stylolity / mikrostylolity při hlubším pohřbení 2,4–10 km ... 3 %,
- d) odnos agresivními naftovými, hydrotermálními a krasovými vodami ... 0,5 %.

### 5.4 Rychlost rozptylu karbonátu

Rychlost rozptylu karbonátu do prostředí obklopujícího karbonátové těleso je tedy nejvyšší na samotném počátku diagenese horniny a potom obvykle stále klesá; s výrazným, obráceně exponenciálním průběhem (obr. 5a).

Počáteční rychlosti mohou (ale nemusejí) dosahovat až  $50 \text{ kg} / \text{m}^3 \cdot \text{rok}$ , a to až po dobu tisíc let (Rudé moře).

Při středním pohřbení klesají tyto maximální rychlosti řádově na  $n \times 1 - n \times 0,1 \text{ g} / \text{m}^3 \cdot \text{rok}$ , při trvání procesu od jednoho do desíti milionů let.

Hornina se stává zpravidla stále kompaktnější a její chemické a isotopové složení je stále vyrovnanější.

Jsou-li přítomny náhlé změny v tomto vývoji, pak odrážejí skokové změny v tlaku, teplotách a složení fluid. Takovéto náhlé změny mohou být vyvolány:

- a) změnami klimatu,
- b) eustatickými změnami výšky hladiny světových moří a zejména
- c) tektonickou deformací.

### 5.5 Oživení odnosu karbonátu při vstupu do metamorfních podmínek

Ke značným ztrátám objemu u karbonátových těles dochází v metamorfní facii zelených břidlic, kdy se karbonátová tělesa chovají značně **plasticky**, vnitřně se deformují do soustavy izoklinálních vrás a vně se formují do tvaru protáhlých budin.

Rozpouštění a odnos karbonátu probíhá na **kontaktu krystalů a na přilehlých krystalových poruchách**. Výsledný efekt bývá další ztráta objemu v poměru vůči předtím již konzolidované a vytmelené hornině v poměru **2 : 1 až 8 : 1**.

Hydrotermální fronta s odnášeným karbonátem se přesouvá směrem do níže tlakově a teplotně namáhaného horninového prostředí.

Vztah mezi hloubkou, tlakem, teplotou a intenzitou rozptylu (odnosu) karbonátu lze vyjádřit pouze přibližně (obr. 5a, hodnoty v logaritmické škále).

Diageneticky a metamorfně odnesený (evakuovaný) karbonát z karbonátových těles tudíž představuje značné objemy. Porovnáme-li toto odnesené množství s objemem dochovaných sedimentárních karbonátových těles, zjišťujeme, že jsou až  $100\times$  větší, než dochované objemy těchto těles.

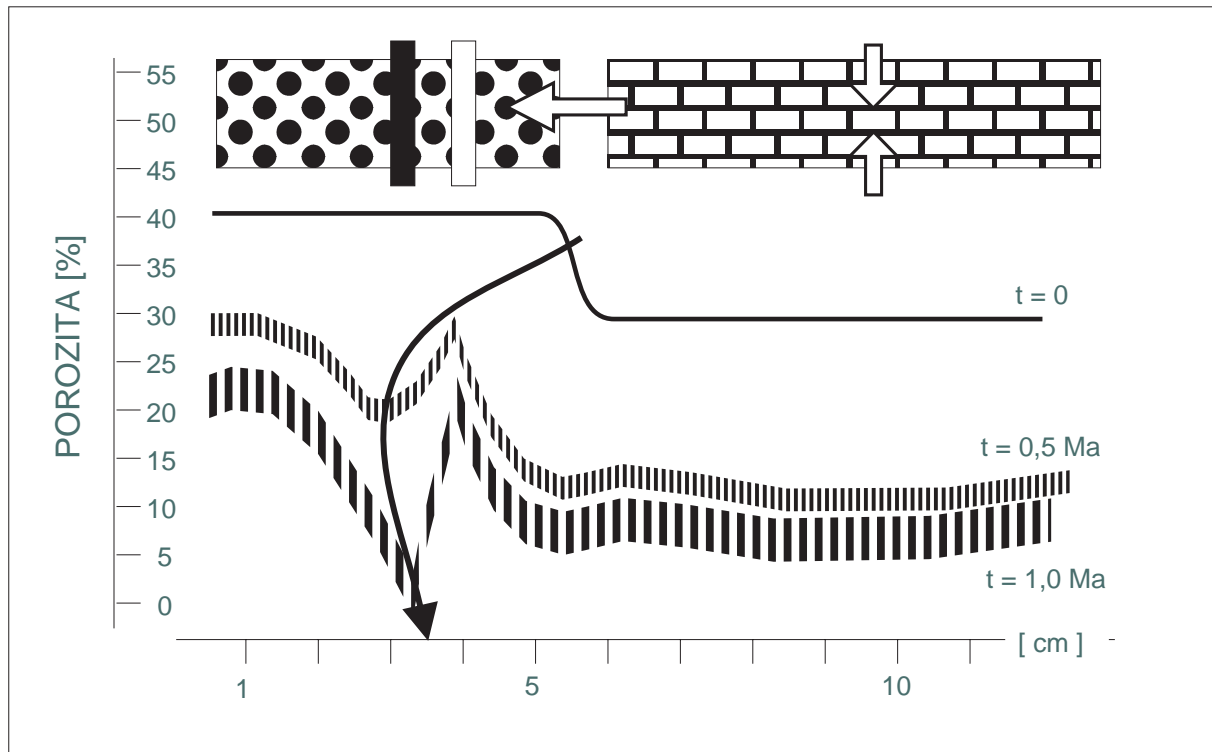
Přibližně  $3 / 4$  z tohoto „odnášeného“ karbonátu jsou recyklovány přes mořskou vodu zpět do biologických pastí (dokud se karbonátový komplex nestane fosilním komplexem, pohřbeným nebo odumřelým karbonátovým tělesem).

Nicméně další jedna čtvrtina karbonátu (tj. objem  $25\times$  větší než dochované objemy) je rozptylována do ostatních sedimentárních a metamorfovaných hornin ve svrchní části zemské kůry. Tam je karbonát nebo  $\text{Ca}^{2+}$  zachycován do minerálních paragenezí přeměňovaných horninových komponent nebo tmelů a žil.

Odnos rozpuštěného karbonátu z karbonátového tělesa (karbonátového komplexu nebo sedimentární jednotky, např. vrstvy) je provázen řadou dílčích jevů.

### 5.6 Zóny cementace a zvýšené porozity na okraji karbonátového tělesa

Důležité jsou např. **cementační pásky** za rozhraním karbonát / silikátová hornina, a následné oscilační zonální pásky. Tyto procesy byly jednak matematicky modelovány (Sauerův model), jednak kalibrovány na horninovém materiálu získaném ze sérií vrtů profilujících karbonátovou pánev (obr. 5).



**Obr. 5b** Sauerova simulace evakuace karbonátu z vápence pod mírnou kompakcí, při tlaku 0,08 GPa a vznik karbonátového cementačního pásku.

Na obr. 5b je ilustrován vznik kalcitového pásku na přechodu z vápencové lavice do pískovce. Proces: Objem i porozita vápence se snižují kompakcí, karbonát odchází do pórzního pískovce; vznikají pásy, z nichž nejbližší pásek (centimetrové tloušťky) značně utěsňuje migrační cesty ven z vápencové lavice, a to přibližně za dobu 1 milionu let .

Podobné cementační zóny, ovšem ve větším měřítku, někdy obklopují karbonátová sedimentární tělesa. Jejich vznik a zánik zpětně ovlivňuje migraci fluid uvnitř karbonátového tělesa, což má dopad na látkové a strukturní změny během diagenese (otevřené a uzavřené systémy).

Také tyto cementační zóny se střídají se zónami zvýšené porozity (podobně jako u modelů na drobných karbonátových tělesech). Cementační zóny mají mocnost 1–2 m a jsou zonálně uspořádány. Zpravidla 2 až 3 zóny jsou dobře viditelné.

## 6. KOMPONENTY KARBONÁTOVÝCH HORNIN

---

Komponenty sedimentárně vzniklých karbonátových hornin lze rozdělit na:

- a) částice,
- b) tmely a
- c) diagenetické (= novotvořené) komponenty.

Toto rozdělení není tak ostré, jak by se mohlo zdát. Je tomu tak proto, že již při svém formování před a během své fixace (= relativně finální depozice) do dochovaného sedimentu částice podléhají procesům rozptýlu a koncentrace karbonátu, respektive procesům rozpouštění a opětovné krystalizace.

### 6.1 Částice

Karbonátové horniny obsahují **pestrou škálu částic**, ať již jsou klastické nebo biomorfní, nebo přímo akreční povahy (např. enkrustující foraminifery).

Pestrá škála částic se tvoří díky rozmanitosti původních (převážně skeletálních) zdrojů a díky rozmanitostem v kvalitě a posloupnosti velmi časných diagenetických procesů; částice se mohou měnit a z hlediska klasifikace přestupovat z jedné kategorie do druhé: desintegrací, dorůstáním, nebo vnitřními změnami (obr. 6a).

Částice jsou u karbonátů úznančně děleny na:

- a) velmi drobné  $d < 20 \mu\text{m}$ , které se souborně označují jako mikrit,
- b) dále na částice střední velikosti,  $20 \mu\text{m} < d < 2 \text{ mm}$ , označované jako karbonátový písek, a
- c) částice velké,  $d > 2 \text{ mm}$ , označované jako karbonátový štěrk, valouny, balvany a bloky.

Horní velikostní hranice klastických částic (tedy kdy štěrkový až blokový úlomek nebo objekt je ještě částice a kdy už není), je dána kritériem, zda ještě můžeme v sedimentu z řídké suspenze nebo hustého toku nalézt významné vzájemné ovlivňování částic. Toto vzájemné ovlivňování je dáno srážkami mezi částicemi a jejich chováním v systému částice – kapalné médium – bubliny. Horní hranice nemůže být proto určena obecně, nýbrž odvisí od konkrétní situace. Obvykle pohybuje mezi 5 mm až 5 m.

**Mikrit** tvoří například:

Drobná krystalová prizmata aragonitu vytvořená chemicky za účasti organismů. Jsou-li volná, dostávají se též běžně do suspenze a znovu sedimentují na jiném místě. Jejich častá velikost bývá  $1 \times 3$  až  $15 \mu\text{m}$ .

Jindy to jsou drobné klence kalcitu uvolněné z několikanásobně rekrystalovaných a rozpadlých struktur, různých rozměrů, v celém rozsahu frakce  $d < 20 \mu\text{m}$ .

Mohou jej tvořit i korodované krystalové destičky z rozpadlého nanoplanktonu.

Další typ mikritu vzniká klasticky, jako jemné střípky při srážkách větších částic.

Velmi důležitá je bioerozní činnost organismů: Současné výsledky Oceánologického střediska v Marseille (N. Pari) ukazují, že na vzniku mikritu bioerozí mají podíl korály okusující ryby, hvězdice, mořské okurky, mlži, sipunkulidi, polychéti a vermetidi. Mimořádnou úlohu mají vrtavé mořské houby (Cliona), s bioerozní rychlostí řádově  $0,1 \text{ kg} / \text{m}^2 \cdot \text{rok}$ . Také rostlinní vrtači vytvářejí střípky (sinice, zelené řasy a rostlinné houby), s rychlostmi do  $0,1 \text{ kg} / \text{mm}^2 \cdot \text{rok}$ . Celkový výkon různých drobných vrtačů dosahuje až  $0,5 \text{ kg} / \text{m}^2 \cdot \text{rok}$ . Je-li kombinován s výkonem velkých pasoucích se a oškrabujících organismů (gastropodů, echinodermátů a ryb), a to obvykle bývá, pak produkce tohoto typu mikritu dosahuje až  $3 \text{ kg} / \text{m}^2 \cdot \text{rok}$ .

Úhrnná zdrojová potence vlastního rifu (hl. 0 až 50 m) pro resedimentovaný mikrit do okolního karbonátového komplexu a jeho periferií kolísá od 0,007 do 5 kg / m<sup>2</sup> .rok (se střední hodnotou zhruba 0,05 kg / m<sup>2</sup> .rok). Účinné bioeroze jsou známy již ze staršího paleozoika.

Mikrit bývá většinou více tixotropní (přilnavost zrn, viskozita suspenzí) než silikátový prach.

#### **Karbonátový písek až štěrk:**

**Biomorfa.** Jako biomorfa označujeme všechny více-méně kompletní skelety organismů nebo jejich snadno odlučné části (desky, kosti). Příkladem biomorf jsou například oogonie charofyt, segmenty stélek zelených řas *Acetabularia*, foraminifery, kolumnálie krinoidů (echinodermátů), celé schránky brachiopodů, ulity gastropodů, kostry korálů nebo *coenostea demospongií*.

V praxi se někdy biomorfa neodlišují, protože rozřídění na poškozené a nepoškozené objekty není vždy přesné. V takovém případě jsou biomorfa zaříděna spolu s ostatním skeletálním materiálem mezi bioklasty v širším slova smyslu.

**Bioklasty** představují naproti tomu zjevně rozštípanou drť těchto schránek, koster a koster-ních elementů. Podle stupně rozštípaní při srážkách částic nebo bioerozní činnosti organismů, a podle stupně alterace časnými diagenetickými procesy jde buď o bioklasty velmi dobře určitelné (s přiřazením ke zdroji podle organogenních mikrostruktur v tkáních), nebo hůře až velmi špatně definovatelné. U drobných a alterovaných bioklastů je určení založeno na detekci charakteristických kovů, izotopů nebo biomarkerů. Bioklasty mají mírně difúzní hranici vůči litoklastickým úlomkům z již vytmelených a překrytých skeletálních hornin, protože ty vznikají na hraně rifů už po 15–25 letech, tedy ještě na spodku živých bloků korálů (Rudé moře).

Jako **intraklasty** jsou označovány úlomky karbonátového sedimentu, které jsou erodovány v blízkém prostoru ( $n \times 1 \text{ m} \sim n \times 10 \text{ km}$ ) z uloženin jen něco málo starších ( $n \times 10 \text{ let} \sim n \times 10^3 \text{ let}$ ). Téměř všechny intraklasty pocházejí z mělkého prostředí, než je hornina, do které byly uloženy (gravitační trend redepozice). Transport vzhůru sice existuje (oscilační pusuv, zpětné proudy turbiditu, výstupné proudy v korytech hrany rifu, přejíždění fluxoturbiditu přes elevace), ale bývá vzácností. Zpravidla bývají ostrohranné až mírně zaoblené. Mnohé z nich jsou tmavé, mikritem bohaté horniny pocházejí z příbřeží a lagun. Vyskytují se ovšem i intraklasty z teras na zpevněných rifech a valech karbonátového písku nebo štěrku. Zvláštním případem je drť karbonátového tmele, světlé úlomky krystalů. Jsou-li velké intraklasty dokonale zaobleny příbojem nebo transportem, mluvíme o valounech a navíc je velmi pravděpodobné, že jsou ze starší horniny (mohou být i vícenásobně resedimentovány nebo dokonce přineseny k pánvi suchozemským tokem). Mají proto více společného s pojmem extraklasty (níže).

**Plastiklasty.** Tyto objekty jsou blízké intraklastům. Odlišují se nedokonalým zpevněním (rozmyv povrchu nebo jeho časná plastická deformace). Nejsou častým jevem, protože karbonáty jsou obecně náchylné k rychlé litifikaci kompakcí nebo vytmelením pórů. Možnosti vzniku jsou např. tyto (vzhledem ke složení horniny a podmínkám):

- a) jemná zrna karbonátového prachu s obsahem jílu, křemičitého prachu a evaporitu — komplikované chemické reakce při změně složení a p-T podmínek fluid;
- b) vyschnutím zpevněný sediment přemístěný do vodního prostředí;
- c) částice obalené membránami inaktivní organiky nebo umístěné v prostředí snižujícím možnost rozpouštění a krystalizace.

**Extraklasty** jsou pevné úlomky hornin erodované ze starších geologických jednotek (časový rozdíl několika desítek tisíců let až více milionů let). Pocházejí často ze souše, jindy mohou pocházet z podmořských erozních koryt. Byly odlomeny z hornin, které nepatří téže pánevní výplni jako sediment do něhož se dostaly. Vzácně mohou být i poměrně mladé, avšak zcela jiného původu (přemístění vulkanickými erupcemi, vlnami tsunami nebo jinými katastrofami).

**Kortoidy — povlékaná zrna.** Tyto částice jsou vlastně modifikovanými částicemi jiného typu (např. povlékanými intraklasty nebo bioklasty). Jsou klasty s obálkami, složenými z jemně krystalických mikritových slupek. Na krystalizaci jemných krystalků karbonátu se podílejí většinou sinice a bakterie. Specifický případ kortoidů popsal autor z devonu v podloží Karpat: má specifický název — **písčité bomby**. Jsou to plastiklasty bahnitého karbonátového písku obalené

pružnou řasovou slupkou. Tažené proudem, měly saltační pohyb. Když praskly, vysypal se z nich materiál štěrbínou na dno a zůstaly po nich polovyplněné prasklé slupky.

Od kortoidů se odvíjí pojem **oidů**. Ooidy jsou kulovitá nebo vejčitá tělíska menší než 2 mm, s jádrem a koncentrickými slupkami. Podíl navrstvujících se slupek značně převyšuje objem částice tvořící krystalizační jádro. Při jejich klasifikaci je věnována pozornost primární krystalizační stavbě ve slupkách. Ooidy nejčastěji vznikají na permanentně přemývaných teplých karbonátových plošinách, kde zrníčka jsou povlékána sinicemi. Mohou vznikat i v nádržích se silně nasycenými roztoky (hydrotermální a krasové jeskyně). Častěji je tvoří aragonit, než kalcit nebo jiné karbonáty.

**Onkoidy a pizoidy.** Onkoidy jsou opakovaně povlékané nebo dorůstající karbonátové sedimentární částice šterkové velikosti. Mnoho z nich má tvarové nepravidelnosti, póry, bubliny anebo integruje do své struktury další objekty. Pizoidy jsou ještě složitěji tvarované, často přirostlé, znovu odlomené, ap. Onkoidy a pizoidy vznikají za podobných podmínek jako ooidy, ale jsou velmi časté v přílivo-odlivových kanálech, na styku oolitových a kalových facií, v jeskynních nebo zřídelních traktech. V podmínkách přílivo-odlivových kanálů probíhá dorůstání slupek často pod povrchem sedimentu, účinkem bakterií. Potom je onkoid nebo pizoid exhumován, redeponován a opět pohřben do sedimentu.

**Agregátní zrna** jsou srůstající a většinou i obalované částice tvořící ztmelené shluky. Jsou to hroznové shluky ooidů (typ grapestone) nebo shluky hrudek sedimentu (typ lumps).

**Klasy z vymytých hlíz nebo konkrecí.** Karbonátové hlízy vznikají různým způsobem: Většinou tak, že část sedimentu, třeba mázdry hrubšího sedimentu (nebo vrcholové části nezřetelných čerín) byly dříve vytmeleny než okolí. Mikritové okolí se intenzivněji rozpouští, ztrácí objem a „obtéká“ takto diageneticky vzniklou hlízu. Stačí velmi slabé nehomogenity, takže hlízy mohou vzniknout i ze zdánlivě homogenní vrstvičky.

Hlíznaté vápence mívají vždy podstatný obsah mikritu a příměs jílu. Jsou známy i hlízy vzniklé tak, že celý sediment je klikatě prohrabán korýši nebo měkkýši.

Na rozdíl od hlíz, konkrece vznikají pouze sběrnou krystalizací. Vznikají-li tyto objekty už těsně pod povrchem sedimentu, bývají někdy periodicky vymývány ze sedimentu ven (eroze a koroze jemné frakce); uvolněné se stávají plastiklasy a intraklasy, jsou resedimentovány jako šterčík, nárazy se deformují, praskají a rozlamují.

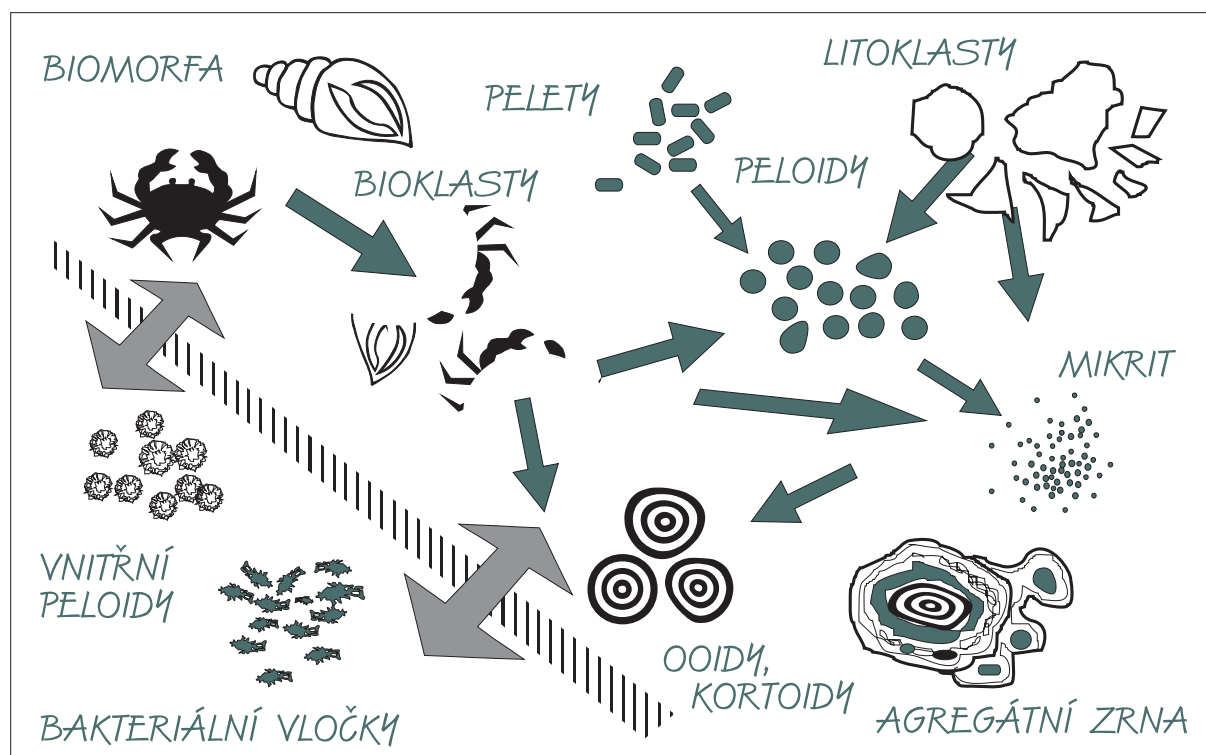
V některých sekvencích hlíznatých vápenců (Morava, s. Itálie) jsou ilustrativní přechody mezi hlízami vyvinutými uvnitř vrstvy, rotovanými v plouživě sesouvaném sedimentu, vymytými jako reziduum na místě, nebo akumulacemi intraklastů, které jsou v podstatě resedimentovanými částmi vymytých hlíz v časném stádiu svého vývoje.

**Peloidy** jsou drobné, mikritové a nebo „in situ mikritizované“ částice s dokonale zaobleným povrchem. Ve výbrusech bývají temné, na navětralém povrchu horniny světlejší než matrix (jemnější krystalická struktura). Mikritizaci in situ způsobují endolitické bakterie; je typická pro velmi mělká mořská prostředí (estuária, karbonátové plošiny). Tomuto pojmu zhruba odpovídají i názvy peletoidy nebo pseudopeloidy.

**Řasové nebo fekální pelety** jsou někdy podobné. Liší se většinou svým tvarem zobleného válečku nebo vajíčka. Jejich vnitřní struktura není tak hustá a stejnorodá jako u peloidů, nýbrž obsahuje velmi jemné kanálky, bublinové komůrky a vrstvičky. Jsou častou složkou tzv. bahamitů, kde jsou přítomny spolu se zcela mikritizovanými zaoblenými úlomky bioklastů (peloidy), ooidy, povlékanými a agregátními zrny. Fekální pelety se objevují i v dutinách sedimentu.

Specifickými, avšak nesmírně hojnými částicemi jsou **bakteriální karbonátové vločky a bakteriální pelety vnitřního sedimentu**. Recentní studie z Floridy a Baham (P.Reid, I. Macintyre) upozornily na významný jev vnitřní krystalizace mikritu do pórových prostorů sedimentu. V současné době se prokázalo, že jde o jev velmi častý, a že póry karbonátových písků v hloubce od 5 cm do 150 m pod mořským dnem jsou často dodatečně, avšak masově plněny vločkami a vnitřními peletami mikrokrytalického karbonátu. Zvláště ve vyšší části profilu je významná spoluúčast bakterií na tomto procesu. Jejich množství kolísá od  $10^3$  do  $10^6$  jedinců na





Obr. 6a Přehled základních typů částic, které se nacházejí v karbonátových sedimentech.

gram sedimentu. Charakteristické jsou rozměry vnitřních pelet 100-350  $\mu\text{m}$ . Jsou drobné, liší se tím od povrchových řasových a fekálních pelet, které bývají zpravidla větší (400  $\mu\text{m}$  — 2mm).

Při redepozici karbonátového sedimentu skluzy a turbiditními gravitačními proudy dochází k destrukci polozpevněných hornin a vymyté vnitřní pelety se po resedimentaci podobají jemné frakci vytríděné z pelet a peloidů mělkovodí. Vedle onkoidů, jsou tak i vnitřní pelety peloidy jedním z příkladů částic rostoucích v sedimentu, extraovaných a znovu sedimentovaných a pohřbených.

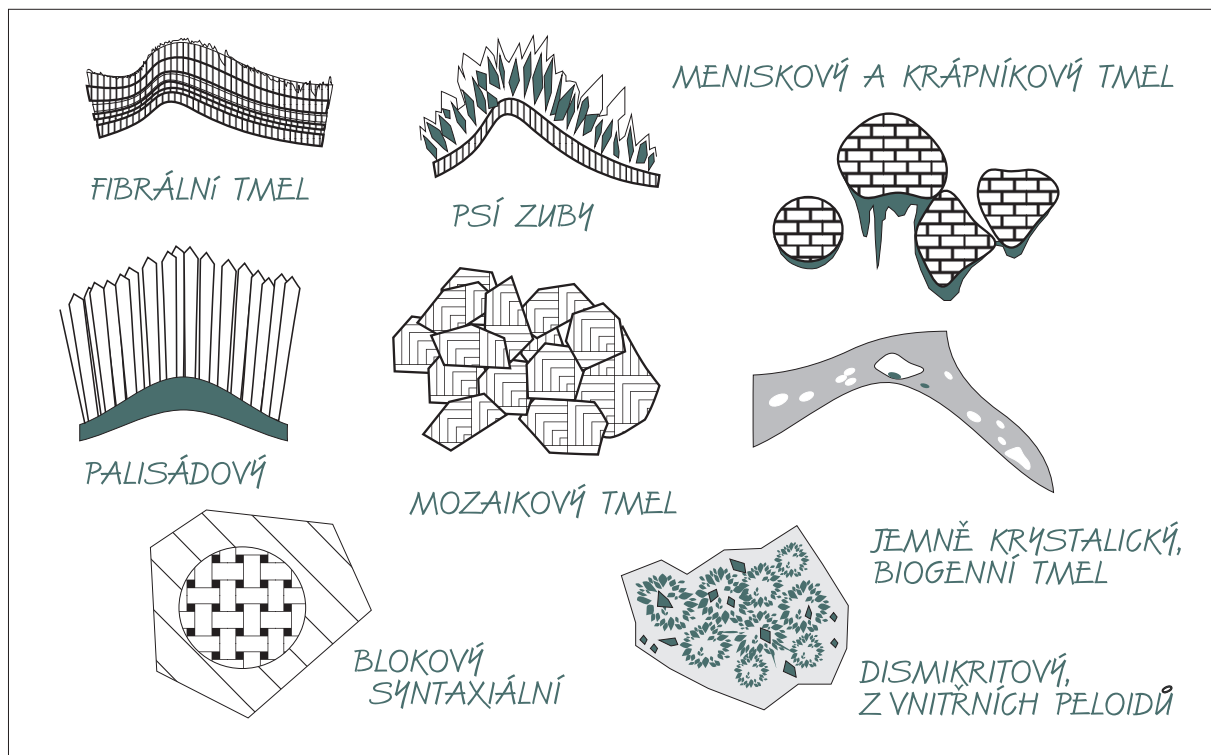
Valounové sedimenty jsou zpravidla záležitostí mořských teras a jeskyní se silným průtokem, brekciové pak osypů na hranách rifu, zlomech a v rozsedlinách, balvanité patří obvykle kaňonům u ústí řek, blokové okrajům hroučících se rifů a obřím fluxoturbiditům.

## 6.2 Tmely

Jako tmely označujeme krystalované výplně pórů horniny. Ačkoliv jich existuje celá řada, některé z nich jsou velmi časté (obr. 6b).

K nejmladším generacím patří mořské fibrální lemy. Jsou vytvořeny k povrchu kolmo rostoucími kystaliky aragonitu nebo Mg-kalcitu, na povrchu větších bioklastů nebo litoklastů. Jsou zpravidla zonální, zakalené jemnými inkluzemi a krystalovými poruchami. Časté jsou ve vápencových štěrcích okrajových osypů rifů. Velké klasty se na kontaktu do sebe zaklíňují na rozpouštěných švech a nebo jsou přitmeleny mikrokrystalickými povlaky sinic a bakterií. Fibrální lemy pak vyplňují zbylé mezery, tvoří zonální „oka“. Podle fibrálnosti a tlustě slupkovité odlučnosti bývají mořské fibrální tmely v literatuře označovány jako „kokosové“.

Na rozdíl od mořských fibrálních lemů, suchozemské sintry a krápníky nedorůstají ze všech stran, ale většinou směrem dolů, tak jak skapávají kapky prosakující vody. Oba typy tmelů mívají ledvinový povrch, suchozemský je však v CL-mikroskopu temný (méně MnO a více FeO) a má méně těžšího izotopu kyslíku ( $\delta^{18}\text{O}$  -8 až -15 PDB).



Obr. 6b Základní typy tmelu, které zaplňují pórové prostory v karbonátové hornině.

Jednořadé lemy z vysokých skalenoedrů jsou označovány jako **psí zuby**. Převážně jsou důsledkem krystalizace z prosakující dešťové vody, ale jsou známy i v ryze mořském prostředí. Psí zuby krystalují volně nebo na úkor fibrálního tmelu, po kterém zůstávají jen reliktní stínové struktury.

Kůstky krinoidů, hadic i ostny ježovek mají svoji jemnou mřížkovou tkáň z Mg-kalcitu skoro vždy záhy vyplněnu jednolitým **blokem kalcitu**.

**Syntaxiální tmel.** 90 % z nich je spojeno pouze s echinodermáty, jiné můžeme nalézt u tentakulitů, řas a kokolitů. Blokovaný klencový kalcit dobře dorůstá, s tou samou mřížkovou orientací jako je i uvnitř objektu (proto se tato dorůstající část nazývá syntaxiální, tj. stejnořadá). Blokovaný kalcit, mající ještě stále zvýšený obsah Mg (krinoidi), dorůstá už v mořských hloubkách ca. 1–200 m. Tabulkové syntaxiální kalcity tentakulitů dorůstají pravděpodobně až při redepozici schránek do hl. 300–800 m (při dobrém proudění a nad karbonátovou kompenzační hladinou CCD, protože pod ní karbonát nemůže krystalovat).

**Mozaikový tmel (mozaikový sparit)** je tvořen čirými kalcitovými krystaly  $0,5 < d < 4$  mm, které vzájemně se omezují v růstu. Uzavřeniny a zonalita jsou méně intenzivně vyvinuty. Mozaikový tmel vyplňuje často až **poslední dutiny primární porozity**. Vyplňuje též dutiny vytvořené sbírajícími se bublinami plynu pod dešťníkem nějaké brachiopodové misky či plátu řasy, tzv. **dešťníkový efekt**, nebo i některé později vytvořené a znovu zaplněné dutiny. Vzniká převážně, ne však výhradně, v hlubších freatických zónách, až hlubší pórové vody začínají být sladké, tedy až po odchodu nebo zániku agresivních vysoce mineralizovaných vod z časných stádií pohřbení sedimentu. Jednotlivé generace čistého kalcitového tmelu lze odlišit podle kolísajícího **obsahu MnO**, v intervalu od 10 do 250 ppm, pomocí katodové luminescence.

V detailu je rozlišováno více typů tmelů, neboť každá druhá karbonátová práce z posledních třiceti let (odhad je 120.000 titulů) obsahuje určitou míru informace o tmelech (pro ilustraci např.: **meniskový tmel** = typ sintru; **palisádový aragonit** = typ kavernového radiálně paprscitého tmelu; **astropetální dolomit** = hvězdičky dolomitu, tmelová až diagenetická komponenta).

### 6.3 Druhotné dutiny a jejich krystalické a sedimentární výplně

**Fosilmoldické dutiny** (dutiny po rozpuštěných skeletech) jsou převážně dutiny po rozpuštěných aragonitových organických objektech, např. po miskách mlžů nebo stromatopórách. Rozpuštění bývá rychlé, většinou souvisí s oběhem vadózních vod, zpravidla je vloženo ca do první třetiny generační sekvence mozaikových tmelů (podle Longmanovy diagenetické posloupnosti). Fosilmoldické dutiny po aragonitu bývají vyplněny skoro vždy hrubším mozaikovým kalcitovým tmelem.

Mnoho karbonátových hornin bývá dolomitizováno. Nejsilnější **dolomitizace** vznikají v okolí ostrovů, tam kde se mořská pórová voda mísí s ostrovní sladkou pórovou vodou. Oscilující, šikmá hranice mezi čočkou sladké ostrovní vody a okolní mořskou pórovou vodou je mimořádně příznivá pro vznik dolomitů. Režimů dolomitizace je mnoho, ale tento je opravdu dominantní. Dolomit přitom vzniká tam, kde byla poněkud vyšší průlinová pórovitost. Jestliže byly fosílie vytmeleny a utěsněny dříve, než se sem dostala dolomitizační fronta, zůstávají kalcitové.

Při náporu kyselých vod (fronta kyselé dešťové vody; síranové vody z evaporitů nahrazovaných karbonátem) ovšem dolomit v hornině vydrží, zatímco kalcitové objekty fosílií se rozpouštějí.

**Fosilmoldické dutiny druhé generace** se špatně znovu vyplňují, neboť ke konci vyklizení se obvykle utěsní přírodní průlinovitost. Jsou v nich proto nehomogenní, po dlouhou dobu a nepravidelně vytvářené mozaiky zonálních kalcitů i dolomitů, s reliktní dutinou uprostřed.

**Vugs** [vegž], dodatečně vzniklé dutiny. Podobná jako výše popsaná situace nastává též u hornin, které mají za sebou už vícero diagenetických stádií a jsou dobře vytmeleny (porozita ca 10–5 %). Nehomogenity (**krystalické agregáty** — hnízda nebo skvrny, **autoklasty** vzniklé objemovými změnami karbonátů, **průsečky trhlin a stylolitů** — švů rozpouštění) bývají atakovány frontami podzemních vod anomálního složení. Vznikají vugs. Takto vzniklé dutiny již nesledují umístění původních sedimentárních komponent. Byla-li agresivní fronta hydrotermální, pak ve výplních nacházíme klence dolomitu s vypuklými stěnami (sedlový neboli barokní dolomit).

Jiné dodatečně vzniklé dutiny vznikají při návratu do vadózní zóny, při výzdvihu a erozi karbonátového tělesa. Na okraji bývají psí zuby, sintry (i s krápníčky), nebo alespoň odlišné vrstvy hrubě krystalovaného kalcitu.

**Dutiny po rozpuštěných evaporitech.** Evapority prokládají velmi mělké karbonátové sedimenty v prostředí se sníženou komunikací s oceánskou vodní masou. Pseudomorfní dutiny indikují srůsty vlašťovčích ocasů (krystaly sádrovce), jehličky síranů, krychle halitu, apod. Jsou nahrazovány karbonátem nebo křemenem. Vzácně (terciér Libye) nahrazují sírany Ca nebo Sr aragonitové objekty, nebo (perm Japonska) fluorit nahrazuje kalcit. Při dočasném vynoření jsou hojně obláčkovité mikrogeody zonálně, koncentricky uspořádaných pásků silicitu a karbonátu. Doprovázející **silicifikace-desilicifikace**, **dolomitizace-dedolomitizace** jsou zvrtnými procesy hojnými v nehomogenním pórovém prostředí menších hloubek. Časté jsou tvary zonálních mikrogeod nebo prisma křemene, které křemen již ztratily — a tvary krystalů dolomitu, které již ztratily dolomit. Při dedolomitizaci vzniká též tzv. **cedníkový dolomit** (relikty a prorůstání se stejnou krystalovou orientací ve vícero propojených objektech).

**Stromataky.** Jsou specifickou kategorií znovu vyplněných dutin. Vznikají v mikritových kalových kupách a na hranách rifů. Část z nich patří k:

- a) agresivní vodou korodovaným štěrbinám horniny,
- b) dutinám po masivních bakteriálních kobercích (Dupontova koncepce z r. 1882).

Výplně stromataktů jsou mořské, zonální, dole a ve středu s vnitřním, jemně krystalickým, laminovaným sedimentem červenavé nebo nažloutlé barvy. Objevují se též ze stropu dutiny odpadlé mikrobloky, spodek struktury je často identický s vrstevním povrchem (případ — b, viz výše).

**Mechanicky rozevřené trhliny, rozsedliny, neptunické žíly.** Při komunikaci k povrchu jsou vyplněny sekvencí tmelů počínajíc od mořského fibrálního nebo krasového. Přítomny jsou povlaky, kapsy a breccie z vnitřních barevně páskovaných sedimentů. Nezřídka se objevují

zakleslé karbonátové klasty a injikované porce nadložního nezpevněného sedimentu. Při izolaci v karbonátovém tělese převládají bílé a číré mozaikové tmely nebo kapsy šedého vnitřního sedimentu. Jejich geneze souvisí se stříhem nebo tahovým napětím v tělese, planárním nebo rotačním.

**Paleokras.** Jedná se o krasové korozně-erozní jeskynní trativody a kaverny, dómy, komíny a říčené struktury vzniklé účinkem přípovrchového pohybu ponorných toků a asociovaného akviferu, v závislosti na reliéfu.

Menší počet případů souvisí s hydrotermálními akvifery (zvodněmi), nebo vzestupem hydroterm přes karbonátová tělesa.

Výplně krasových dutin jsou převážně nekarbonátové, jsou to řečištní sedimenty, sutě a gravitačně intrudující nadložní sedimenty. Některé části krasových dutin jsou vyplňovány sintry a krápníky. Karbonát se sráží a krystaluje při odpařování kapek vodného roztoku, případně na dně odpařujících se jezírek.

Hrubé kavernové porozity v karbonátových tělesech dosahují 5, vzácně až 30% celkového objemu.

#### **6.4 Nekarbonátové autigenní minerály**

V karbonátech během diagenetického procesu rostou i **nekarbonátové autigenní minerály**. Běžným je prismatický křemen, jednoduše zdvojitý albit a smektitové (→ muskovitické, nebo → chloritické vločky). Hojně jsou subkrystalické agregáty ilitu, chalcedonového křemene, kerogenu, fosfátu a Fe-oxidů. Při dostatku draslíku je častá přítomnost kaolinitu, nebo glaukonitu, charakterizující resedimentaci, transgresi a teplá až tropická moře. Při pohřbení pod 1,5 km roste až do hl. 3,5 km obsah K v remobilizovaném ilitu.

#### **6.5 Diageneticky vzniklé komponenty karbonátových hornin**

Hlízy a konkrce.

**Konkrce** jsou druhotné diagenetické útvary rostoucí v sedimentu sběrnou krystalizací.

Naproti tomu **hlízy** představují zbytky původní horniny obklopené silně rozpouštěným okolím. Jejich vznik může být podmíněn selektivním zpevněním sedimentu, poněkud hrubozrnnější a vytmelené části horniny lépe odolávají rozpouštění než jemný mikrit s příměsí jílových minerálů.

Při hlubším pohřbení a metamorfóze se objevují stále **nové objekty krystalického charakteru**, např.:

- dolomitizované skvrny s ostrým ohraničením,
- vybělené lemy zlomů s aktivním oběhem fluid,
- metamorfní laminy,
- mikrobudiny,
- glomeruly,
- porfyroblasty a
- objekty ohraničené puklinami pnutí (paralelní, listrické, perlitické – sférické).

## 7. KLASIFIKACE KARBONÁTOVÝCH HORNIN

---

### 7.1 Klasifikace Sorbyho a jeho následníků

První rozlišení komponent (částic a tmelu) pochází pravděpodobně od H.C. Sorbyho, z r. 1851. Klasifikace používané od první třetiny 20. st. jsou založeny na rozdělení na:

- a) vápence **autochtonní** (= přímo konstruované pevně srůstajícími, nebo na místě rozpadlými skelety organismů),
- b) vápence **chemogenní** neboli ortochemické (= vznikající jemnou krystalizací za nebo bez účasti mikroorganismů),
- c) vápence **klastické** neboli alochemické (= ukládané redepozicí úlomků a krystalků podobně jako např. siliciklastické horniny).

### 7.2 Klasifikace Grabauova a jeho následníků

Klastické vápence byly děleny na:

- a) **kalcilituty** (s prachovou velikostí zrn  $d < 0,01$  mm),
- b) **kalciarenity** (s pískovou velikostí zrn  $0,01 < d < 2$  mm) a
- c) **kalcirudity** (se štěrkovou velikostí zrn  $d > 2$  mm).

Toto rozdělení je známo jako Grabauovo (význ. německý geolog poč. 20. st.). Grabauova klasifikace je dnes mírně modifikována (obr. 7a).

### 7.3 Klasifikace Folkova

Počátkem 2. poloviny 20. st. dominuje klasifikace R.L. Folka (obr. 7b), která byla sestavena pod vlivem známého amerického sedimentologa té doby P.D. Krynina.

Spočívá ve specifikaci různých úlomků, co je co, plus zjištění přítomnosti jemného kalu nebo naopak krystalovaného tmele v základní hmotě mezi zrny karbonátového sedimentu.

Důležitá je kvantifikace velikosti a množství komponent.

Z toho pak bylo odvozeno popisné názvosloví: např. leží-li ooidy v kalu, název je oomikrit. Je-li mezi nimi krystalovaný tmel, je to oosparit. Folk zjistil mnoho specifických zrn:

Velmi drobná zrna a krystalky označil jako **mikrit** a oddělil je od větších částic, které nazval **alochemy**. Horní hranici velikosti mikritu položil na  $4 \mu\text{m}$  (později se ustálila velikost  $20 \mu\text{m}$ , někteří však užívají stále  $4 \mu\text{m}$ , podle potřeb řešených úloh). Objevil, že mikrit může vznikat rozličnými způsoby. Podle toho různé mikrity dostaly názvy:

- a) **ortomikrit** (krystalky krystalované za účasti mikroorganismů nebo z přesyceného roztoku; E. Flügel rozlišuje navíc ještě automikrit = nové nakupení in situ, alomikrit = destrukce nebo překrystalování z jiných objektů),
- b) **mechanogenní mikrit** (droboučké krystaloklasty, bioklasty a litoklasty),

KLASTICKÉ VÁPENCE		KRYSTALICKÉ VÁPENCE	
[ mm ]	hrubé biolitické objekty	obří krystalové bloky	[ mm ]
64	velmi hrubý kalcirudit	extrémně hrubě krystalický vápenec	
16	hrubý kalcirudit		
4	střední kalcirudit		
1	jemný kalcirudit	velmi hrubě krystalický vápenec	4
0.5	hrubý kalciarenit		1
0.25	střední kalciarenit	hrubě krystalický vápenec	
0.125	jemný kalciarenit		0.25
0.062	velmi jemný kalciarenit	středně krystalický vápenec	
0.031	hrubý kalcilutit		0.062
0.016	střední kalcilutit	jemně krystalický vápenec	
0.008	jemný kalcilutit		0.016
	velmi jemný kalcilutit	velmi jemně krystalický vápenec	
		afanokrystalický vápenec	0.004

Obr. 7a Klasifikace Grabauova, doplněná a upravená Folkem na konci 50tých let 20. století.

- c) **pseudomikrit** (druhotně vzniklý degradační krystalizací při vrtání a leptání houbami — fungi a bakteriemi; nebo při procesech rekrystalizace pod říčními terasami, nivami, pralesy; nebo v blízkosti některých hydrotermálních kanálů; nebo krystalizací uvnitř sedimentu),
- d) **tektonomikrit** (vzniklý drcením horniny za nedostatku fluid, analogon mylonitizace, ale v karbonátové hornině již při nižších p–T podmínkách).

Folkův systém zvláště souvisí s rozlišením řady typů částic, které jsou většinou pískové velikosti:

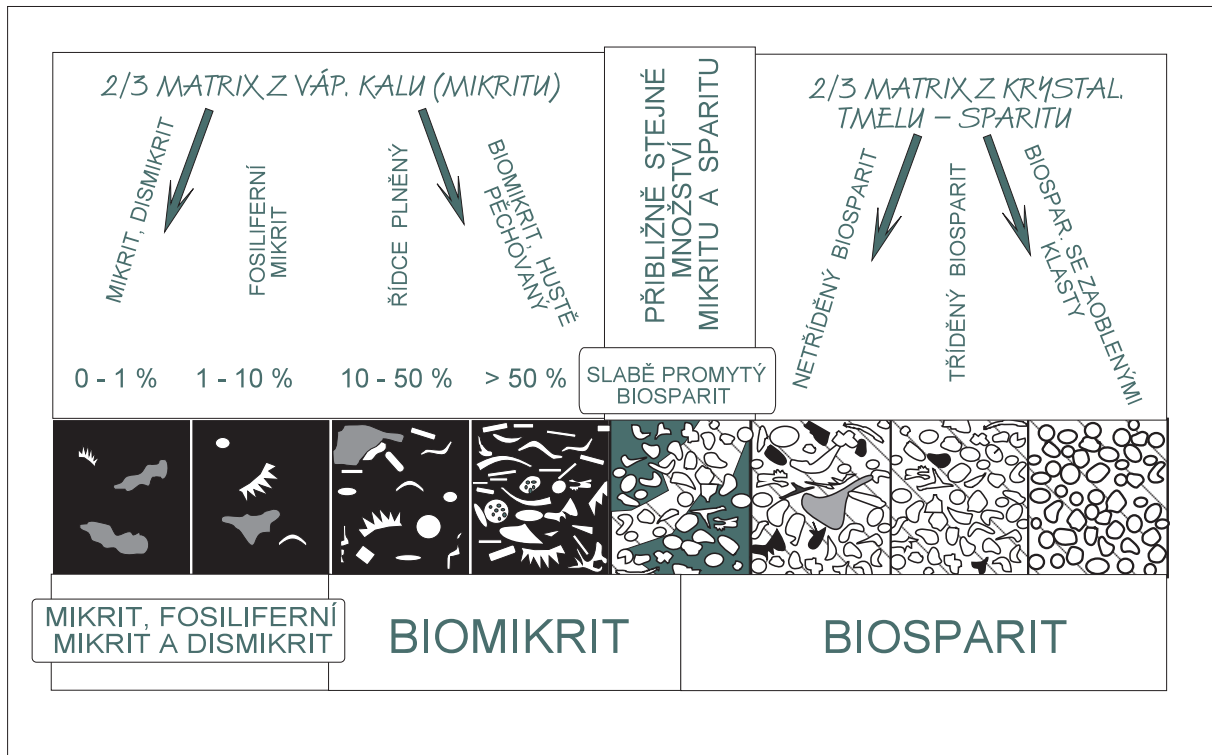
souborně — alochemy, podrobně — bioklasty, extraklasty, intraklasty, plastiklasty, pelety, peloidy ... viz kapitola o komponentách karbonátových hornin.

Co je ve spárách a v dutinách jakožto krystalovaný karbonátový tmel, označil Folk jako **sparit**.

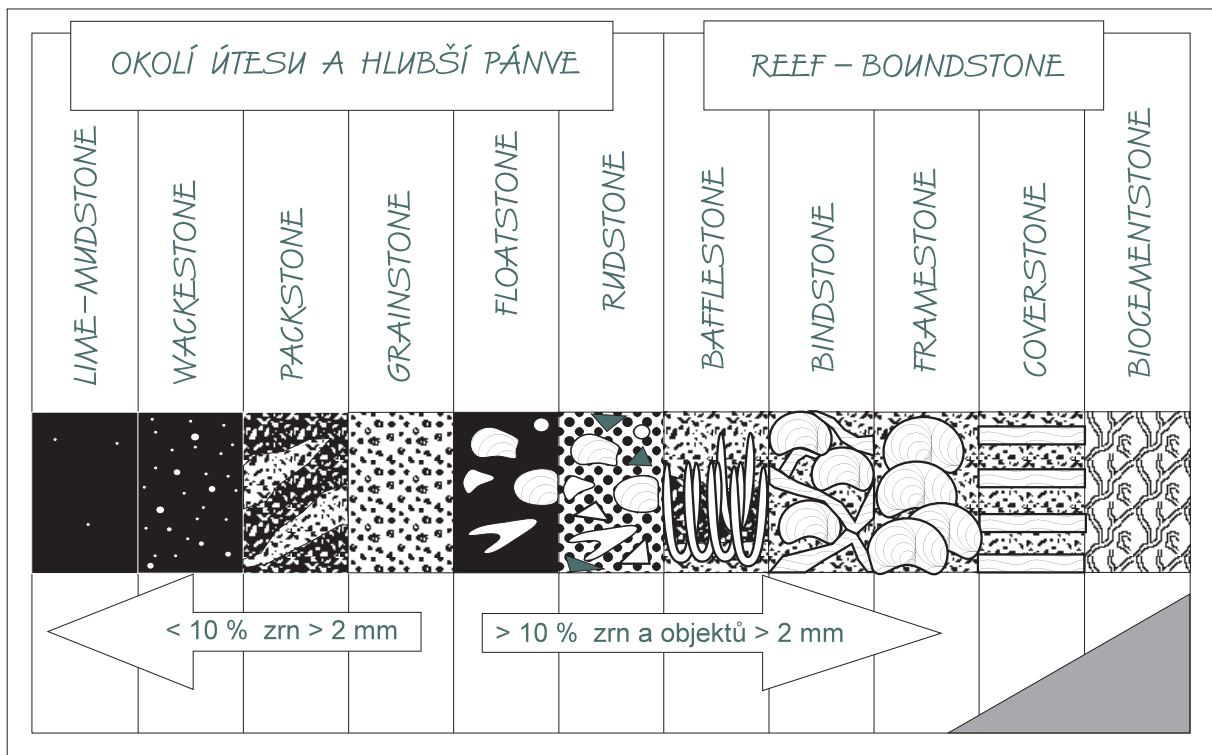
Zpravidla jde o čistější a větší kalcitové krystaly. Někdy tyto krystaly začínají mřížkovitě prostupovat, asimilovat, až úplně „gumovat“ okolí. Pak jde o **pseudosparit**, ten už nevyplňuje dutinu, nýbrž kanibalizuje okolní původní strukturu. Složitost diagenetických procesů poskytuje možnost pro mnohá strukturní specifika sparitu: např. velmi jemné agregáty nad hranicí mikritové velikosti zrníček a krystalků jsou označovány jako mikrosparit, políčkovité prostupování pseudosparitu a mikrosparitu na hornině složené původně z mikritu a bioklastů je nazýváno **dismikrit**.

S velikostí klastů se Folk vypořádal tak, že při při šterkové velikosti obsažených klastů (> 2 mm) se přidává za název ještě —rudit, např. z oomikritu se stává oomikrudit. S málo obsaženými klasty (pod 10%) se vypořádal tak, že horninu nazval — obsahující něco, např. mikrit obsahující ooidy (u bioklastů je název fosiliferní).

Dnes nejpoužívanější je klasifikace Dunhamova (viz níže — obr. 7c), z důvodu návaznosti jsou však napřed diskutovány klasifikace jiné:



Obr. 7b Folkova klasifikace sedimentárních karbonátových hornin (zejména vápenců).



Obr. 7c Rozvinutá Dunhamova klasifikace, doplněná o kategorie rifových sedimentů.

částice : mikrit	částice objem %	DOMINANTNÍ TYP ČÁSTIC					KORÁLI	MIKRO.
		detritová zrna	skeletální zrna	peloidy	agregátní zrna	povlékaná zrna a ooidy		
9 : 1	90	DETRITOVÝ VÁPENEC	BIOGENNÍ, SKELETÁLNÍ VÁPENEC	PELOIDOVÝ, PELETOVÝ VÁPENEC	AGREGÁTOVÝ VÁPENEC	OOLITOVÝ VÁPENEC	KORÁLOVÝ, RASOVÝ VÁPENEC	KALÍŠ, DIMIKRISTÝ, SINTR, TRAVERTIN
1 : 1	50	DETRITO – MIKRITOVÝ VÁPENEC	BIOGENNĚ – MIKRITOVÝ VÁPENEC	PELOIDO – MIKRITOVÝ VÁPENEC	AGREGÁTO – MIKRITOVÝ VÁPENEC	OOLITO – MIKRITOVÝ VÁPENEC	KORÁLO – MIKRITOVÝ VÁPENEC	
1 : 9	10	MIKRITO – DETRITOVÝ VÁPENEC	MIKRITO – BIOGENNÍ VÁPENEC	MIKRITO – PELOIDOVÝ VÁPENEC	MIKRITO – AGREGÁTOVÝ VÁPENEC	MIKRITO – OOLITOVÝ VÁPENEC	MIKRITO – KORÁLOVÝ VÁPENEC	
MIKRITOVÝ VÁPENEC								

Obr. 7d Leighton-Pendexterova klasifikace vápencových sedimentárních hornin.

#### 7.4 Klasifikace Leightonova a Pendexterova

M.W. Leighton & C. Pendexter, přinesli jen o něco později jiný systém, neboť jejich přístup byl:

Proč klasifikovat současně sediment a jeho tmel? Proč by měly být malé klasty jinak stejné povahy (např. ooidy, peloidy ... ) patřit do jiného klasifikačního intervalu než větší klasty téhož typu?

Zvolili proto takovýto postup: Vápenec například obsahuje mikrit a ooidy. Je-li ooidů 90% pak je to oolitový vápenec, je-li jich 50–90%, pak je to oolito-mikritový vápenec, 10–50% mikrito-oolitový vápenec a nakonec > 10% mikritový vápenec. Tento systém je tedy založen na poměru v hornině obsažených částic.

Tímto způsobem lze skutečně klasifikovat v sedimentárních karbonátech celou řadu různých typů, jenom se mění název, když místo ooidů máme třeba detrit (vápenec), rostlou biogenní strukturu, peloidy, pelety, agregátové částice, korály, krinoidy ... (obr. 7d).

Specifikum názvosloví klasifikací Folka i Leightona a Pendextera je **pořadí prefixů**: Folkův biopelmikritový vápenec či L.-Pendexterův bioklast-pelet-mikritový vápenec znamenají:

- obsah zmíněných alochemů 50–90% (recipročně 10–50% mikritu),
- vzájemný poměr obsahu obou typů alochemů biokl. > pelety(+ peloidy).

Toto pořadí je totiž **opačné** než u jiných petrografických klasifikací; např. u biotit-amfibolického granodioritu (vzájemný poměr obsahu obou mafických minerálů amf. > biot.).



## 7.5 Klasifikace Kukulova

Logiku předešlé klasifikace propracoval Z. Kukul. Zpracoval názvosloví s ohledem na znalosti o komponentách karbonátů v 70tých letech 20. st. a s ohledem na výrazové možnosti českého jazyka, do určité míry i s ohledem na tradice.

Nejpoužívanější řada této klasifikace **bioklasty — mikrit** je:

- a) biodetritový vápenec,
- b) mikrito-biodetritový vápenec,
- c) biomikritový vápenec,
- d) mikritový vápenec (obr. 7e).

Hranice v této horninové klasifikační řadě jsou dány **90, 50 a 10%** obsahu bioklastů.

Klasifikace je kodexem klasifikačního vyjadřování pro obecné účely. Její zásady naleznete, velmi dostupně, v učebnici *Základy sedimentologie* od Zdeňka Kukala, která vyšla v nakladatelství Academia.

## 7.6 Klasifikace Pirletova

Belgičan H. Pirlet zavedl obecné názvosloví, které řešilo neurčitá determinální rozmezí mezi jednotlivými alochemy a diagenetickými komponentami (někdy se stane, že z důvodů rekrystalizace rozpoznáme v hornině málo a determinace nemá uspokojivou pravděpodobnost, nebo dokonce není vůbec možná).

V takových případech špatně klasifikovatelných komponent avšak přesto viditelné nehomogenity navrhuje Pirlet rozčlenění podle kvanta (nahloučení) těchto nejasných tělísek. Vytvořené klasifikační boxy jsou:

- a) kryptosomatity,
- b) korpuskulární kryptity,
- c) korpuskuliferní kryptity a
- d) kryptity;

s hranicemi **50, 30, a 5% objemu tělísek** (obr. 7f).

## 7.7 Klasifikace Pettijohnova

F.J. Pettijohn je znám propagací trojúhelníkových semi-kvantitativních členění navazujících na tradice jiných předchůdců.

Umísťuje do každého rohu jednu složku a sleduje jejich poměr v přepočtu na **100%** (tak jak se to dělá u chemismu).

Příkladem může být řada ooidy / zrna křemene / biodetrit. Rozmezí horninových typů ovšem ctí spíše tradici pojmů než pravidelnou geometrii členění. Začneme-li od vrcholu ooidy doprava dokola, vidíme Pettijohnovu políčkovou sekvenci:

- a) oolit,
- b) písčítý oolit,
- c) vápnitý ortokvarcit,
- d) písčítý spergenit,
- e) spergenit / a opět zpátky oolit.
- f) při 90% vrcholu u klastů křemene je ortokvarcit a ve vrcholu biodetritu je umístěna
- g) mikrokokina [microcoquina] (obr. 7g).

částice : mikrit	% zrn > 20 um	DOMINANTNÍ TYP ČÁSTIC							
		extra- klasty	intraklasty	ooidy, pizoidy	agregátní zrna	pelety	biodetrit	biogenní struktury	biolitové struktury
9 : 1	90	EXTRAKLASTOVÝ VÁPENEČ	INTRAKLASTOVÝ VÁPENEČ	OOLITOVÝ PIZOIDOVÝ VÁPENEČ	AGREGÁTOVÝ VÁPENEČ	PELETOVÝ VÁPENEČ	BIODETRITOVÝ VÁPENEČ	BIOGENNÍ VÁPENEČ	BIOLITOVÝ VÁPENEČ
1 : 1	50	MIKRITO – EXTRAKLAST. VÁPENEČ	MIKRITO – INTRAKLAST. VÁPENEČ	MIKRITO – OOLITOVÝ VÁPENEČ	MIKRITO – AGREGÁTOVÝ VÁPENEČ	MIKRITO – PELETOVÝ VÁPENEČ	MIKRITO – BIODETRITOVÝ VÁPENEČ	MIKRITO – BIOGENNÍ VÁPENEČ	MIKRITO – BIOLITOVÝ VÁPENEČ
1 : 9	10	EXTRAKLASTO – MIKRITOVÝ VÁPENEČ	INTRAMIKRITOVÝ VÁPENEČ	OOMIKRITOVÝ VÁPENEČ	AGREGÁTO – MIKRITOVÝ VÁPENEČ	PELAMIKRITOVÝ VÁPENEČ	90 % vápenců BIOMIKRITOVÝ VÁPENEČ		MIKRITO – BIOLITOVÝ VÁPENEČ
MIKRITOVÝ VÁPENEČ									

Obr. 7e Kukulova klasifikace vápencových sedimentárních hornin.

## 7.8 Klasifikace Kontova

Velmi precizně tento trojúhelníkový princip klasifikace rozvinul J. Konta v roce 1972.

Je to klasifikace pozoruhodná a pro nehojné případy směsných karbonátů klíčová. Zdůrazňuje ovšem ne Folkem zavedené komponenty, nýbrž **minerální složení**. Kontova klasifikace, nebo její vícerozměrové analogie (ať již v minerálním složení nebo poměru karbonátových komponent a struktur) nedošly sice zatím masového uplatnění, nicméně jejich systémová a striktně kvantitativní povaha je lépe použitelná pro kvantitativní zachycení dat a jejich následné kódování a zpracování než je tomu u jiných klasifikací (viz obr. 7h a 7i). Mimo jiné i H.C. Sorby by musel čekat, kdyby se toho dožil, 100 let na úspěch své klasifikační koncepce.

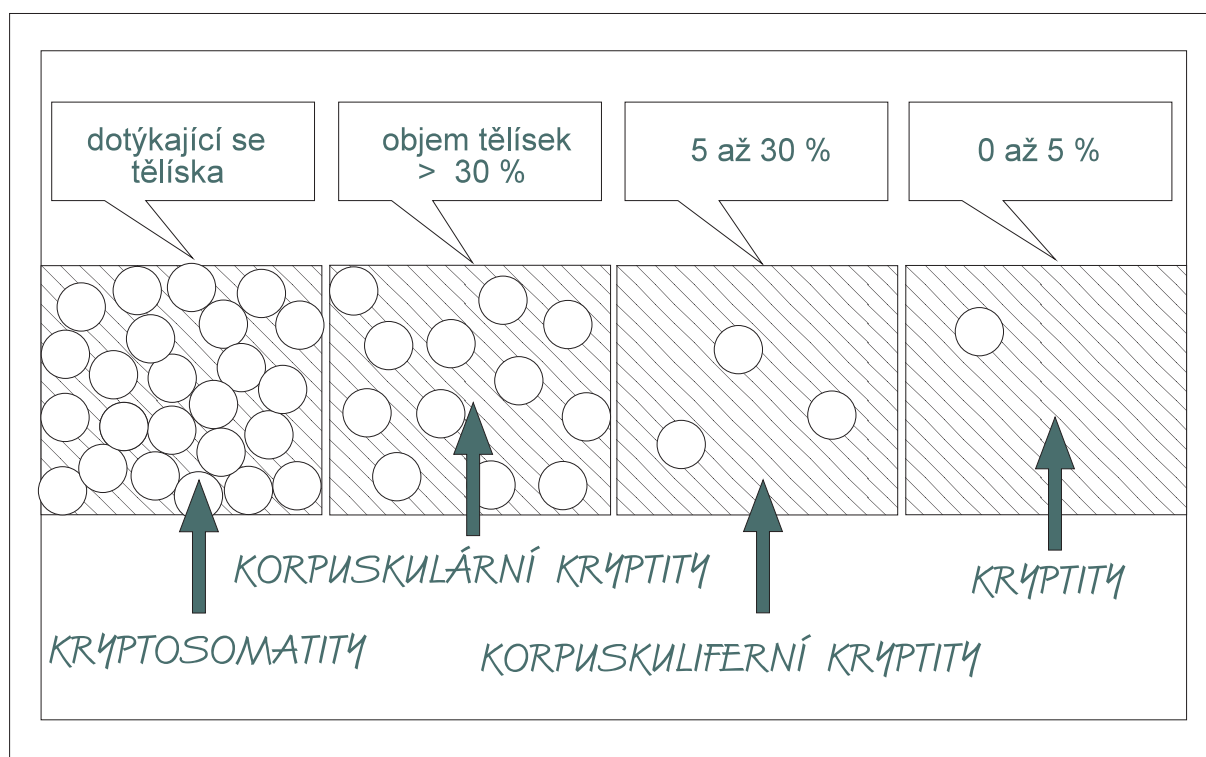
## 7.9 Klasifikace Dunhamova a jeho následníků

Společným znakem výše uvedených klasifikací je to, že mohou být použity až po určitém speciálním tréninku na karbonátových horninách. Běžné, hrubě popisné záměry proto přitahují uživatele k co nejsnadněji použitelným klasifikacím. Takovou je rozvinutá Dunhamova [Danhemova] klasifikace (obr. 7c).

Jádro klasifikace, základní čtyři třídy, zavedl R.J. Dunham v r. 1962 — s ohledem na jednoduchost a vztah k hrubým sedimentologickým rysům sedimentu. Později byla tato strukturálně-texturní smíšená klasifikace doplněna o další třídy Kanadčany A.F. Embrym a J.E. Klovánem a ještě později thajwansko-belgickým Číňanem H.H. Tsienem [Čenem].

Třídy Dunhamovy klasifikace jsou tyto:

'Lime mudstone' — kalový vápenc. Původní název 'mudstone' se kryl s názvem „bahnovců“ = jílovito-prachovitých hornin s případnými vzácně rozestými zrníčky písku. Proto přibyl do názvu prefix k odlišení vápencové povahy této horniny. Patří sem horniny tvořené v naprosté



Obr. 7f Pirletova klasifikace karbonátových hornin založená na rozmístění tělísek.

většinou jemnými, mikroskopickými úlomečky a krystalky karbonátu. Příměs větších zrněk je velmi slabá.

'Wackestone' — kalový vápenec s nepočtenými zrnky pískové velikosti. Tyto horniny jsou velmi časté. Klasifikačně a geneticky podstatná je povaha drobných organických úlomečků pískové velikosti: jsou to buď drobné celé schránky — biomorfa, nebo jejich jemná drť — bioklasty.

'Packstone' — vápenec napěchovaný bioklasty. Bioklasty bývají zpravidla jemné a ostrohranné. Existuje totiž silná korelace, že jsou-li zrna obroušená a zaoblená, pak v hornině tímto promýváním silně ubylo mikritu. Dominantní alochemy nalézané ve 'wackestone' nebo 'packstone', např. úlomky amfipor, stachyodů, krinoidů, brachiopodů, mechovek ..., se dostávají v konkrétní podobě do názvu: např. — amfiporový packstone. V těchto klasifikačních boxech se však objevují i litoklastické mikrobrecie a další speciální horniny. To lze snadno za první charakteristiku packstone dodat.

'Grainstone' — vápencový pískovec. O co jde, je jasné už z posledního neformálního názvu. Zrnka horniny mohou být jak bioklasty tak i litoklasty. Časté je zaoblení a velikostní vytřídění zrněk, zároveň s vymytím většiny mikritu (ten se při bouřce vznese do vodního mraku a putuje jako závoj rifového mléka desítky až stovky kilometrů jinam, pokud to konfigurace pánve, vlnos a proudy dovolí). Existují i typy, kde mikrit z některého z možných důvodů ještě stále z části je. Potom hovoříme o špatně promytém vápencovém pískovci.

'Rudstone' — litifikovaný vápencový štěrk, vápencový slepenec nebo brekcie. Klasifikační tradici odpovídá  $d > 2$  mm; ovšem z hlediska skutečnosti, že právě horniny na přechodu 'grainstone / rudstone' jsou mimořádně hojné, je lépe užívat  $d > 5$  mm. Potížím s hranicemi okolo 2 mm se dá také čelit hraničním názvem grainstone / rudstone, což je dnes velice běžný zvyk v mezinárodní literatuře. 'Rudstone' je obvykle vápencová brekcie. Rozlišujeme, zda je štěrk smeten do kalu (= parakonglomeráty, parabrekcie), nebo zda je skutečně vymytý od mikritu. Do této klasifikační třídy patří i hrubé akumulace koráloromorfních a jiných skeletů. U korálů však převládá pojem korálová drť [coral rubble], u schránek a ulit lumachela a kokina. K názvu

bývá někdy připojena i základní charakteristika tmelu (např. s meniskovým tmelem, zonálními fenestrálními strukturami ...).

Tento systém se podobá hrubé klasifikaci silikátových sedimentů (řada jílovců-prachovců, pískovců až slepenců-brekcí), má ovšem citlivější třídy v oblasti kalových hornin.

Pro horniny rifových komplexů byl doplněn o třídy:

**'Bafflestone'** — kartáčový lapač. Tato hornina představuje materiál, který se zachycoval v kartáči větévek nebo v jiném složitě tvarovaném reliéfu, např. tvaru kartáče nebo lištovitých voštin. Byla-li živá struktura lapače po odumření snadno destruovatelná in situ, vznikají též přechodné struktury k typům 'rudstone' (viz výše) nebo 'floatstone' (viz níže v textu). Kritickým znakem je míra přemístění úlomků. Jsou-li více méně na místě, je zde zjevné podezření na bafflestone. Mnoha pracemi je dokázán omyl mnoha rifologů. Ti se totiž domnívali, že korálový, souvislý a pevný koberec má pod sebou vždycky totéž — hromadu korálů narostlých na sebe. Ve skutečnosti však až 95% korálových povrchů rostoucích na témže místě po delší dobu pod sebou zanechává pouze drť. Dokázaly to již vrty na atolu Bikini v 50. letech, nově pak série sond a mělkých vrtání na Bahamách, v Austrálii i na Filipínách. Korálové trsy neodumírají totiž naráz a ty mrtvé bývají destruovány vrtavými houbami a bouřkovým vlněním. Svůj vliv má i mechanika sedimentu, sesedání a plouživý skluz.

**'Bindstone'** — svazovaný vápenec. Hornina obsahuje různé bioklasty, litoklasty, mázdry vápencového písku nebo kalu. Rozhodující je křížové provázání kalciklastického sedimentu organogenními povlaky (řasy, mechovky, připevněné velké foraminifery, stromatopóry, koráli). Tyto organismy o vázání sedimentu usilují soustavně, ale úspěšně jen tehdy, kdy jim to sedimentace nebo útoky konzumentů a parazitujících nákaz dovolí. Vzniká tak určitá nehomogenita horniny. Název zní podobně jako název nadřazené skupiny 'boundstone', která sdružuje více vysloveně rifových podtypů (tj. bafflestone, bindstone, coverstone, framestone, biocementstone a floatstone).

**'Coverstone'** — pokrývaný vápenec. Hornina obsahuje celé sety jemných sedimentárních jednotek (vrstviček), které byly uloženy jako vápencová bahna, písky nebo šterky. V určitých intervalech, zpravidla kratších než je perioda efektivních, mimořádných bouří, které by přemístily materiál do valů, dun, nebo by jej úplně vyklidily, je sediment překryt a fixován souvislým organogenním povlakem (řasové rohože, plátovité koráli).

**'Floatstone'** — koráli plovoucí v jemnější hmotě horniny, analogon balvanitých bahnovců silikátových klastik [pebbly mudstone]. Je horninou opravdu častou. Trsy bývají přemístěny obvykle jen na malou vzdálenost, protože jinak by jich bylo buď méně, nebo by se hornina spíš podobala typu rudstone — vápencovému slepenci nebo konglomerátu, nebo by transportem došlo k destrukci korálů na drobnější částice. 'Floatstone' lze definovat jako 'packstone / grainstone' s plovoucími, do sedimentu jednorázově nebo jen v několika epizodách přemístěnými korálovými trsy. Zpravidla se jedná o odlomené korály spadlé do nějaké ploché mísovité prohlubně s mikritovým dnem, o valivé trsy korálů pohybující se po bahnité rampě, nebo o ojedinelé korálové trsy přežívající v řasových porostech. Velmi specifickým případem jsou koulející se koráli (horizonty tenisových míčků a fotbalových míčů). Jeden z prvních objevů těchto hromadně se vyskytujících 'živých fotbalových míčů' pochází z 60. let a to z ramp na tichomořském pobřeží Panamy.

**'Framestone'** — pevná konstrukce z na sebe přirůstajících skeletů. Je tvořena korály nebo jinými rifogenními organizmy. Tento typ sedimentu tvoří jen malou část rifových komplexů. Vyskytuje se v drobných rifech [patch reefs] v lagunárním prostředí, kde chybí dostatečná mechanická destrukce vlněním, nebo dostatečná činnost vrtavých nebo ohryzávajících organismů. Také jej nalzáme někdy na okraji rifu, zvláště, je-li vnější okraj rifu ukloněn mezi 35–90°, případně je mírně převislý. I zde se mohou vytvořit podmínky pro 'framestone', ačkoliv účinky vlnění jsou mimořádné. Je tomu tak proto, že veškerá odlomená drť je smetena mimo tuto hranu; zpravidla padá do předútesového osypu (talu), někdy též přeletí hranu až do okraje laguny. Druhým důvodem je někdy intenzivní tmelení této rifové hrany. V dnešních rifových strukturách je framestone častější než např. v devonu, přesto netvoří více jak 2–4% sedimentů velkých rifových komplexů. Původní objemové přecenění tohoto typu rifových usazenin je dáno

spojením, že rif je skalní kulisa zároveň osídlená živými organismy. I dnes však převládají buď mrtvé povrchy anebo povrchy opravdu rifové, ale v podkladu s rozpadlým štěrkem korálových skeletů.

*Poznámka:* Diskuse, co je to korálový rif (útes), je stále živá. Vyústila v různé definice rifu:

- a) rif biologický (ten je charakterizován typickým pokryvem rifového společenstva);
- b) rif morfologický (rozeklaná skaliska obrůstaná korálmorfy; často jsou to spíš jen osídlené utopené klify starších vápenců);
- c) rif sedimentologický (vše, co souvisí s aktivně rostoucím vápencovým tělesem; včetně čelních osypů, vějířů a vzadu ležící laguny) a
- d) rif stratigrafický (naduřující vápencové těleso uvnitř horizontálně nebo klínovitě uspořádaných vrstevních sekvencí).

'**Biocementstone**' — jemně klastické vápence, masivní, tmelené vlivem mikroorganismů na pevnou horninu. Jednotlivé vrstvičky bývají na rozdíl od 'coverstone' nebo varvitově zvrstveného stromatolitu slabě rozeznatelné. 'Biocementstone' bývá součástí časně litifikovaných kalových kup [mudmounds]. Ačkoliv se vyskytuje v turbulentní zóně, kal odolává zvíření a resedimentaci. Objevují se trhlinky, loužené dutinky, případně eroze a kostkovitý rozpad svrchních částí vrstvy, který je spojen s redepozicí intraklastů. Rychlé tmelení mohou vyvolávat sedimentem prostupující bakterie a sinice, vzácně organismy větší (vytvářejí-li hustě prostorově propletená, jemná doupata s vytmeleným a zpevněným okolím). Není to však případ řasových rohoží, které jsou pouze na povrchu sedimentu.

## 7.10 Nesystémové pojmy vžitě v geologické praxi

Vedle systémových klasifikací se setkáváme s **nesystémovými pojmy praxe**. Několik jich je možno uvést, jako příklady:

- a) '**ammonitico rosso**' — červený hlíznatý vápenec s hlavonožci,
- b) '**griotte**' — lehce narůžovělý, mírně hlíznatý vápenec s roztroušenými kolumnáliemi krinoidů,
- c) '**plattenkalk**' — zpravidla šedý, deskovitě odlučný, dobře vrstevnatý vápenec,
- d) '**flaserkalk**' — kompakčně a stříhově vytažené laminy, podle kliváže zčásti odlučné,
- e) '**pudding**' — jemně krystalické masivní vápence s plovoucími objekty,
- f) '**kalcisiltit**' — jemná vytríděná mikrobekcie nebo intrabioklastický packstone úpatí kontinentálního svahu nebo bahnitých plošin,
- g) '**zlatá opuka**' — masivní mělkovodní kalcisiltit s vysokým obsahem křemenného prachu a jílovitou příměsí.

Pojmů tohoto typu existuje samozřejmě **mnoho**, daleko více, než je zde uvedeno. Nelze je sice doporučit pro vědecký jazyk, nicméně mají výhodu ve své jedinečnosti a podporují představivost při předávání základní informace o nápadných typech karbonátových hornin.

## 7.11 Klasifikace podle geneze hornin

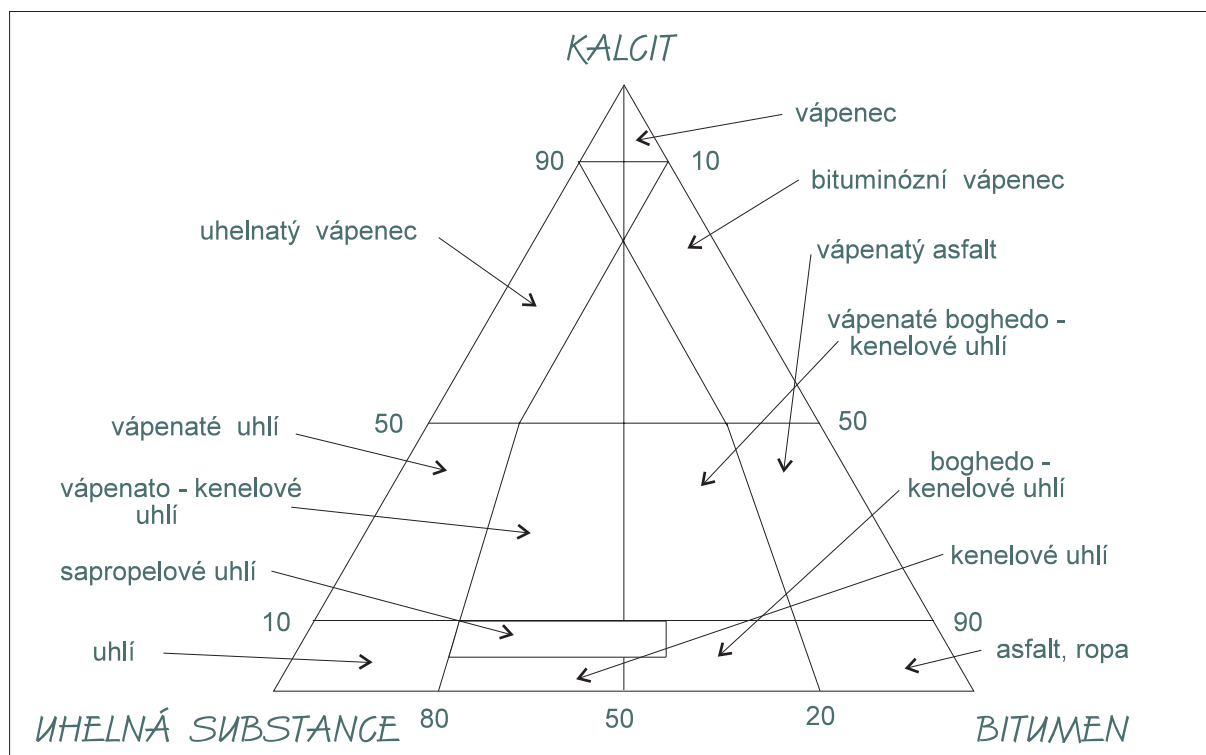
Karbonátové sedimenty bývají členěny také podle událostí, které transport a depozici vyvolaly.

Nejběžnější kategorie používané v této klasifikaci jsou tyto:

**Tempestity** — bouřkové sedimenty. Silné bouře zvíří i hrubší materiál. Vytvářejí se:

- a) místa s reziduálním štěrkem a erozí;





Obr. 7i Příklad Kontovy trojúhelníkové klasifikace směsných karbonátových sedimentů; řada vápenec — uhelná substance — bitumen.

- b) místa se hřbítkovým zvrstvením [hummocky-cross stratification — morfologie dna se skládá z van a bouří], nebo  
 c) masivní lavice karbonátového písku, někdy se zjemněním úlomků a čeřinami při povrchu vrstvy.

Jako rozlišovací znak mohou sloužit silné turbulentní domény metrového řádu — tedy lokálně chaotické uspořádání částic sedimentu.

Bouře stěhují i valy karbonátového písku (bary).

Struktura tempestitu reaguje na průběh bouře, a proto je vertikálně dosti proměnlivá.

Distální tempestity na okraji vířeného a přesunovaného mraku částic se stále více podobají turbiditům (= sedimentům uložených z různých typů gravitačních proudů), neboť se také začínají vzájemně podobat podmínky jejich ukládání.

**Turbidity (gravity)** — depozice ze suspenze nebo úlomkotoku gravitačního proudu.

Turbiditní proudy se vyvíjejí po odloučení porce sedimentu z podmořského svahu sesuvem, nebo pádem bouřkou stěhované porce sedimentu po mořském svahu dolů. Jejich vznik je analogický lavinám. Zpravidla se rozjíždějí rychle po svahu směrem dolů, odporem vody vznikají turbulence a rozptyl částic do vířícího mraku. Do pohybu se dostává celá těžší suspenze jako objekt (mračno, proud) a pokračuje dále na dno pánve.

Suspenze mohou být řídké a husté a mají vnitřní hustotní a proudový vývoj, který se liší případ od případu.

Kolabující turbidity postupně ztrácejí energii a sediment se rozprostírá na značnou plochu.

Častým rysem je vzhůru se zjemňující zrno turbiditního sedimentu, interakce částic mohou však vyvolat při hustější suspenzi opačný efekt — vyplouvání větších klastů.

Homogenní nebo nejrůzněji komplikované sekvence ve vrstvě sedimentu z jednoho turbiditního proudu nebývají výjimkou.

Turbulentní a oscilační jevy uvnitř proudu způsobují usměrnění částic (v eliptických doménách nebo s maximy uspořádanými do kříže), za určitých podmínek vznikají čeřiny na povrchu lavic (často jazykové). Jsou-li přítomny velké částice při bázi, v trakční vrstvě, bývají uloženy doškovitě (imbrikovaně), tak jako třeba v řece, t.j. s úklonem svých velkých plošek ve směru proti proudu. Turbidity vnikají do prostředí jen občas, pokud se tam právě neřítí, probíhá obvykle pomalá sedimentace jemných suspenzí širokého moře (= sedimentační pozadí).

Když prostor vyklizuje silný geostrofický proud, může toto sedimentační pozadí chybět.

Místo něj může být přítomno ploché skalní dno nebo polozpevněný sediment z vymytého reliktu předešlého turbiditu.

Zvláště distální turbidity mohou být sedimentovány zároveň za účasti jiných trakčních proudů, které běží podél dna a modifikují jak samotný vyznívající turbiditní proud, tak jeho už uložené sedimenty. Vznikají tak sedimenty smíšené geneze.

Vápencové turbidity byly popsány nejenom ze širokomořských pánví, ale i z prostorů mezi rify a z lagun.

**Konturity** — vznikají ukládáním z proudů běžících konturově napříč svahem. Řada proudů běžících v různých vrstvách stratifikované mořské vody se opírá o břeh. Ty potom buď rozbíjejí stratifikaci vod, nebo běží přibližně podél břehu. Jejich rychlost obvykle kolísá na hranici možností dostat do vnosu středně velká zrnka písku. Výsledek se projevuje u vápenců jako tence zvrstvené sekvence s mnoha plochými erozemi a s dlouhodobějšími resedimentacemi materiálu. Jak konturity, tak i předešlé turbidity jsou chápány hlavně v prostředí kontinentálního svahu až abysálu. Jejich méně rozměrné analogie jsou však běžné i v hloubkách pouze několika desítek metrů.

**Inundity** — záplavové redepozice. Sedimenty stěhované během mimořádných bouřlivých záplav na přílivo-odlivovou plošinu, do pásma estuárií a malých tůňek a jezírek za přílivovou čarou, až na předtím zcela vynořené, ploché a nízké povrchy. U vápenců je charakteristické jejich prokládání mocnými plážovými krustami [beach rocks]. Inunditová vrstva nese znaky prudkého kolapsu odvodněním a její povrch je mnohdy ovlivněn odtokem vody i pozdější erozí. Hydraulicky vybuchující tubusy vzhůru nejsou vzácností. Karbonátové inundity bývají většinou nečisté, hojně obsahují mikrit a mikritové hrudky, mají příměs jílu a nekarbonátových zrn. Jednotlivé polohy inunditové vrstvy mají mezi sebou pozvolné přechody.

**Tidality** — sedimenty přílivo-odlivové zóny. Ve vápencových tidaltech dominují dva rysy: Jednak se vlivem přílivu a odlivu formují proudy přetahující sediment složitě sem tam. Mohou vznikat protichůdná šikmá zvrstvení [herring-bone bedding], mázdry, závalky a zejména sítě kanálů. Je-li plošina litifikovaná, což je u vápenců častým jevem, pak se vytvářejí pouze kanály a tůňe s podpovrchovou komunikací. Ty mívají na dně onkoidy. Periodicky se zde také mohou vyskytovat rozsáhlejší stromatolitová pole a pestrá škála jiných specifických sedimentů mělkovodí (plážové krusty, sedimenty mangrovových porostů, bahna s hlízkami červených řas provrtávaná kraby a jinými korýši).

Další kategorie mají ke karbonátovým sedimentárním tělesům pouze okrajový vztah:

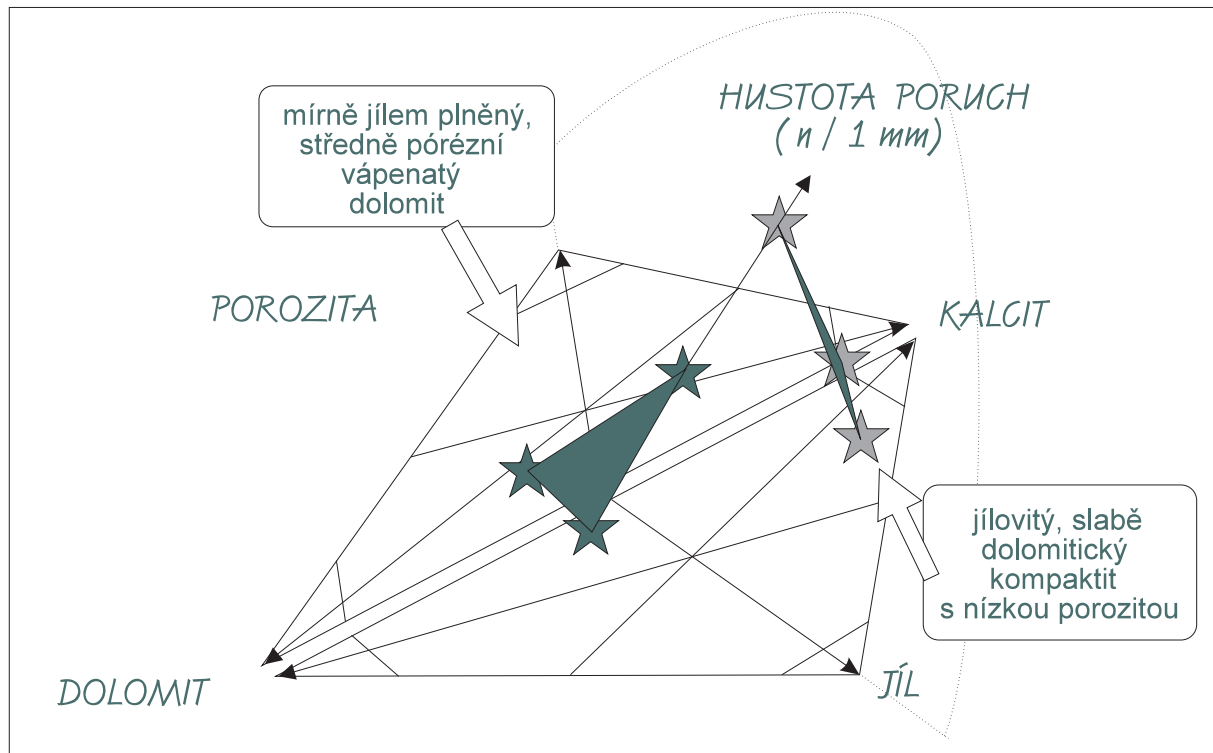
**Homogenity** — homogenní vrstvy sedimentu (zvláště vápencového kalu), které jsou ostře ohraničeny vůči podloží a nadloží. Předpokládá se uložení gravitačním proudem vyvolaným tsunami velké intenzity.

**Periodity** — rytmicky se střídající různé druhy sedimentů, v našem případě čisté karbonáty a karbonáty s jílovou příměsí; střídání vzniká pravidelnými oscilacemi klimatu. Převažuje sedimentace ze suspenze, v hlubší pánvi nebo v chráněné laguně.

## 7.12 Použití klasifikací

Uvedené klasifikace pomáhají vývojově ohodnotit vápencové komplexy, řešit genezi a vztahy mezi geologickými tělesy, popř. charakterizovat prostředí vzniku (poměry v pánvi).





**Obr. 7j** Příklad klasifikační vícerozměrové grafiky — technologicky významné parametry: poměr porozity, dolomitu a kalcitu; jílu a hustoty mater. dislokací.

Každá z uvedených klasifikací má svoje výhody a nevýhody, podle charakteru karbonátového sedimentárního tělesa nebo karbonátové horniny, kterou posuzujeme. Proto se v současné době **upouští od užívání „univerzální nebo jednotné“ klasifikace**. Většinou se používá rozvinutá **Dunhamova** klasifikace, s některými prvky **Folkovy**, **Leightonovy**, **Kukalovy** nebo genetické klasifikace hornin.

Je vhodné, aby každé použití klasifikace bylo též na druhé straně doplněno informací o složení a stavbě horniny vyjádřené pokud možno v **exaktních souborech kvantitativních dat** (měření, analýzy mineralogického složení, nerozpustného zbytku a chemizmu).

Tradičně používané klasifikace často selhávají při porovnání s vrtnými **geofyzikálními záznamy**. Zde jsou z technických důvodů pro posouzení horniny důležité:

- a) **pórovitost** (kvantita a kvalita pórů a jejich výplní; ať již jde o pevnou, kapalnou nebo plynnou fázi),
- b) **minerální a petrografické složení** (přítomnost jílu, dolomitu, křemene, vulkanických klastů),
- c) **kvantita a geometrie poruch** v hornině (intergranulár, dislokací, uzavřenin, krystalových defektů) — viz obr. 7j.

Pro rozbor struktury a geneze karbonátových těles jsou významné rovněž:

- a) petrografické markery,
- b) hlavní sekvenční hranice spojené s erozí a
- c) charakteristika (nebo přímo typizace) vnitřního obsahu sekvencí.

## 8. FACIE KARBONÁTOVÝCH SEDIMENTŮ

---

### 8.1 Základní rozdělení sedimentárních facií

Abychom pochopili celkovou konfiguraci, musíme brát v potaz co nejvíce zjistitelných znaků hornin. Komplex znaků charakterizujících typ horniny chápeme jako tvářnost horniny — facií.

Přestože kriteria facií jsou často zjednodušována na základní rysy (velikost zrna sedimentu), dnes se věda převážně vrací ke komplexnímu pojetí facií, která představuje už podle A. Gresslyho (z r. 1838!) jednotu petrografických, paleontologických i ostatních geognostických dat. Znamená to, že facií indikují fyzikální, chemická i paleobiologická data pořizovaná se zvláštním ohledem k časové relaci.

Základní rozčlenění karbonátových sedimentárních facií obsahuje tři skupiny:

- a) sedimenty **karbonátových šelfů, plošin a rifů**, většinou akreční rifové a lagunární typy a bouřkami resedimentované vrstvy — tempestity,
- b) **sedimenty kontinentálních svahů**, koryta a vějíře, většinou uloženy gravitačních proudů — skluzu, turbidity,
- c) **sedimenty oceánského dna**, většinou hemipelagity s dosahem jemné frakce turbiditních redepozic a pelagity složené z částic karbonátu klesajících z volného vodního sloupce.

Sedimenty karbonátových šelfů patří k nejlépe viditelným a nejvíce prostudovaným faciím.

Mnohé rifové formace se liší již svým tvarem při hladině moře nebo vazbou k podložnímu reliéfu (např. lemové rify, pokryvy guyotů a atoly na oceánských bazaltových horách; kalové kupy na elevacích mořského dna, v prostředí obklopujícího hlubšího šelfu — obr. 8f).

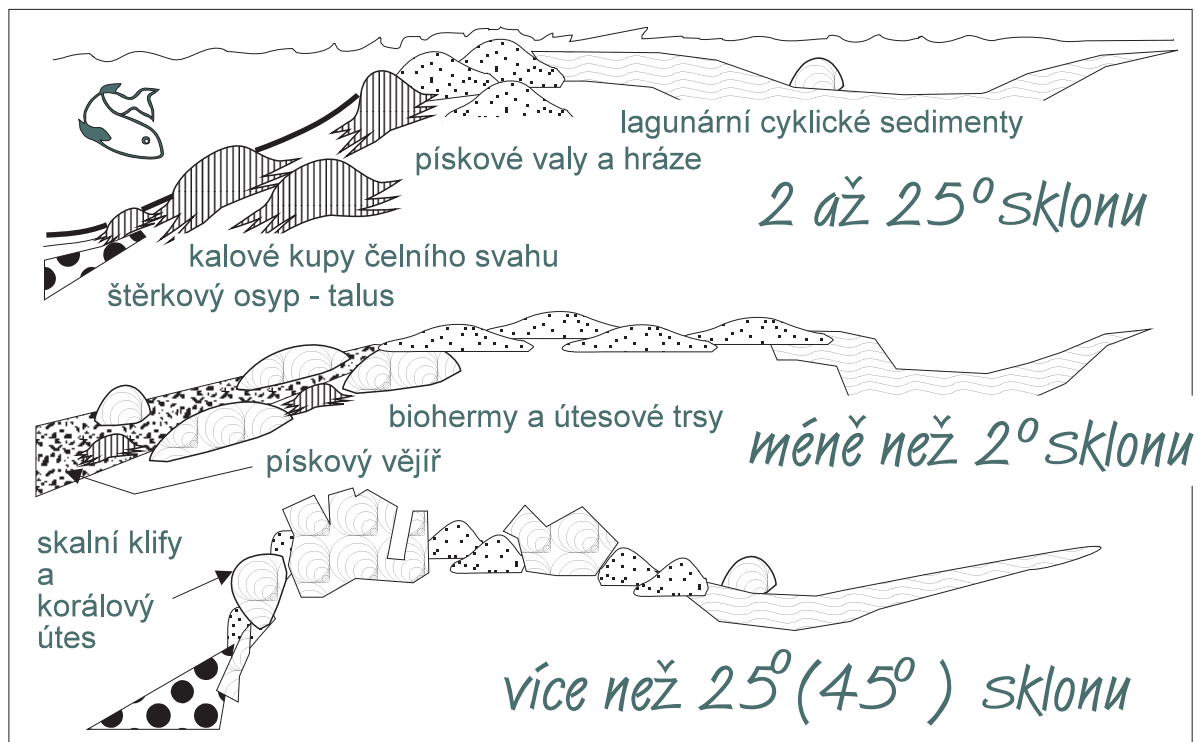
Pravděpodobnost výskytu facií má vztah k objemu faciálního tělesa (jeho vertikálním a laterálním dimenzím), k času, k organickým společenstvům fungujícím při karbonátové akreci a k tektonickému režimu daného úseku zemské kůry. Výskyt facií karbonátových těles a jejich dimenze není nahodilý — je naopak vysoce indikativní vzhledem k času, tektonickému režimu, paleogeografii a klimatu.

### 8.2 Mikrofacie karbonátových sedimentů

Zjednodušování aparátu faciálního studia na odlišení různých typů kalciklastických sedimentů v kontrastu s rifovými strukturami se odrazila v jeho nižší použitelnosti pro složitější úlohy. Jako reakce na tento trend zdůrazňující **mechanickou stránku vzniku sedimentu** vznikla nauka o mikrofaciích, která se snažila o co nejjemnější rozlišení, při použití všech dostupných **organických i anorganických** znaků horniny.

**Pojem mikrofacie** byl sice původně určen pro znaky z výbrusů a nábrusů, ale postupně expandoval na vše, co lze vyzkoumat ze vzorku horniny. Samotné slovo mikrofacie zavedl do literatury J.S. Brown v souvislosti s metamorfity a rudami. U vápenců použil mikrofacie J. Couvillier v r. 1952. V šedesátých letech 20.st. byly odstartovány první mikrofaciální práce v dnešním slova smyslu.

**Kombinace** význačných znaků paleobiologických a petrografických umožnila velmi jemné definování konkrétních typů horniny v daném profilu až po největší detailnost (nebylo výjimkou, když z jednoho souvrství vápenců bylo popsáno až **několik set** mikrofacií).



Obr. 8a Tři různé profily okrajem karbonátové plošiny (útesového komplexu) podle Wilsona.

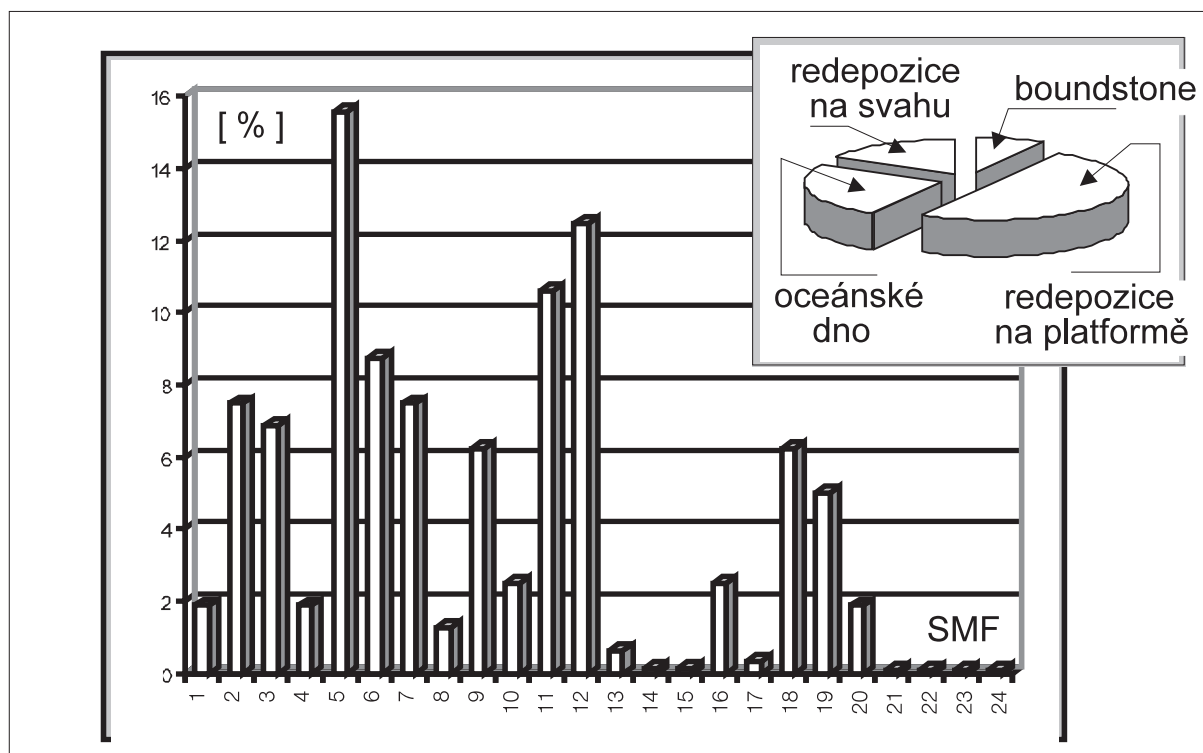
FZ 1	FZ 2	FZ 3	FZ 4	FZ 5	FZ 6	FZ 7	FZ 8	FZ 9	
PÁNEV – FONDOTÉM	HLIB. OTEVŘENÝ SVAH – UNDATÉM	HLIBŠÍ OKRAJ KOMPLEXU	RIFOVÝ SVAH – KLINOTÉM	RIFOVÝ OKRAJ PLATFORMY	PÍŠČINÝ OKRAJ PLATFORMY	OTEVŘENÉ LAGUNY	CHRÁNĚNÉ LAGUNY	SEBKA, ESTUARIE	SOUŠ, POBŘEŽÍ
1, 2, 3	2, 8, 9, 10	2, 3, 4	4, 5, 6	7, 11, 12	11, 12, 13, 14, 15	8, 9, 10, 16, 17, 18	16, 17, 18, 19, 20, 21, 22	20, 23	24

Obr. 8b Umístění standartních mikrofacií (SMF) v ideálních faciálních zónách (FZ).

### 8.3 Standardní mikrofacie

Snahu vyznat se v již popsaném množství  $n \times 10^5$  mikrofacií završili dva autoři J.L. Wilson a E. Flügel. Flügel podal v r. 1972 základní nástin, ten pak současně dopracovávali oba dva. Výsledkem je model 24 standardních mikrofacií (SMF):

- SMF 1: Spikulit. Kalová vápencová hornina s početnými jehlicemi hub.
- SMF 2: Kalcisiltit. Vytríděná frakce bioklastů prachové až jemně pískové velikosti.
- SMF 3: Pelagické typy wackestone. Horniny, řídké plněné drobnými biomorfy — např. pomalu sedimentující vápencová bahna s radioláriemi (nebo sférami planktonních prasinofytních řas).
- SMF 4: Mikrobrekie. Drobné, polozaoblené a vytríděné bioklasty a litoklasty. V základní hmotě mikrit. Častý je vzhled jemné 'černo-bílé krupičky'.
- SMF 5: Typ grainstone se špatně tříděnými zrny, špatně propraný. Mezery mezi zrny jsou na svém dně zaplňované mikritem. Spodní část vápnitých pískových vějířů pod rifovými komplexy.
- SMF 6: Vápencové šterky, typ rudstone, osyp hrubě úlomkovitého materiálu před rifem nebo okrajem karbonátové plošiny.
- SMF 7: Všechny typy vápenců pevně svazované rifogenními neboli útesotvornými organismy (zvláště pak typy bindstone a framestone). Předpokládá se tvorba na hraně plošiny nebo rifu.
- SMF 8: Typ packstone s biomorfy. Drobné fosílie nejsou příliš rozlámané. Klidnější ukládání v depresi.
- SMF 9: Typ packstone s bioklasty. Nahloučení různých a různotvarých bioklastů v mikritové základní hmotě. Velmi hojný sediment zvláště v laguně a na klidnějších rampách.
- SMF 10: Redeponovaná povlékaná zrna (kortoidy) a kuličky (peloidy) v mikritové základní hmotě. Prohlubně u rozsáhlých mělčin.
- SMF 11: Typ grainstone se zaoblenými částicemi, přítomna jsou též povlékaná a mikritizovaná zrna.
- SMF 12: Typ rudstone tvořený výhradně bioklasty — hrubé skeletální redepozice. Mikrit vyplaven. Lumachela (lumachella) nebo kokina (coquina).
- SMF 13: Onkoidy a řasami povlékané bioklasty, hustěji akumulované. Znaky třídění a vyplavení mikritu.
- SMF 14: Lags. Zbytkový sediment po vymývání. Často zčernalý, s železitými, manganovými nebo křemennými kůrami. Občas se objevují ooidy, extra- a intraklasty, hlízy.
- SMF 15: Oolity, mikritová základní hmota je zcela vymyta. Neustálé přemývání na mělčině.
- SMF 16: Peletové vápence, fekální hlízy. Přítomnost ostrakodů nebo jiných drobných skeletů. Proměnlivé množství mikritu.
- SMF 17: Agregátové vápence. Různé hrudky a karbonátovými povlaky slepené kuličky (typu lumps, grapestone).
- SMF 18: Foraminifero-řasový písek. Více nebo méně mikritu. Obsaženy i pelety a peloidy. Častý v širokých průlivech a v lagunách.
- SMF 19: Laminované mikritové vápence s peletami. Drobné otevřené struktury tvaru ptačích oček, nebo tvaru písmene T a H. Speciální název loferit. Mělká prostředí.
- SMF 20: Řasový stromatolit. Jemné klasty fixované na vršcích vyboulenin řasovými povlaky (v kanálcích odtok). Přílivo-odlivové pásmo.
- SMF 21: Spongiostroma. Vápenec se sraštělými povlaky řas, sintrů, s dutinami po vyhnilých organických částicích, s bublinami a kanálky. Příbřeží a estuárie za březní čarou.
- SMF 22: Mikritový vápenec s rozptýlenými onkoidy. V depresích pod ústími přílivo-odlivových kanálů.
- SMF 23: Homogenní, mikritový vápenec s příměsí sádrovce. Zejména chemogenní režim krystalizace. Odpařování.



**Obr. 8c** Zastoupení faciálních typů, střední hodnoty pro posledních 550 Ma, pro tělesa přetrvávající po více jak 10 Ma.

**SMF 24:** Typ rudstone, s bioklasty a litoklasty. Reliktní sediment na dně přílivo-odlivových (= výčasových) průlivů. Šterky občasné vynořovaných „mrtvých“ rifových plošin.

Systém standardních mikrofacií odráží zejména výrazné typy karbonátového šelfu a jeho okraje.

Sedimenty kontinentálního svahu a oceánského dna jsou méně rozčleněny.

Klasifikační boxy jsou někdy **centrované** na dobře odlišitelných, téměř nespojitých stavech sedimentu (např. vázané sedimenty, nebo oolity). Ve většině případů je však umístění klasifikačních boxů **umělé**. Navazuje na obvykle registrované znaky, nikoliv na kvantitativní změny v distribuci horninových typů anebo ostrost jejich přechodů. Proto často nalzáme zcela plynulé hraniční přechody mezi jednotlivými SMF.

## 8.4 Faciální zóny

Hlavní význam systému standardních mikrofacií je ve spojení s faciálními zónami (= typickým umístěním SMF v profilu **od pobřeží do pánve**).

Rozmístění facií závisí na **sklonu** mořského dna před okrajem platformy (obr. 8a).

**Faciální zóny** navrhnul J.L.Wilson v r. 1975, jako průměrný model profil karbonátové **pobřeží / šelf / svah / úpatí**; obr. 8b). Faciální zóny jsou užitečné pro celkové dorozumění. Hodí se zejména jako profil přes rify lemující pobřeží.

**FZ 1:** Hlubší pánevní prostory, s žádným nebo jen slabým přínosem materiálu z rifu nebo karbonátové plošiny.

**FZ 2:** Úpatí kontinentálního svahu, nebo úpatí nejhlubších částí šelfových depresí, s mírným přínosem velmi jemných klastů pocházejících z rifového prostoru.

- FZ 3:** Svah až hlubší část otevřeného šelfu. Často hlubší části svažujících se karbonátových ramp (plochých povrchů). Objevují se mocnější vrstvy mikrobrekcií s bioklasty a litoklasty z rifu.
- FZ 4:** Úbočí rifu a nebo mělká část karbonátové rampy svažující se do otevřeného moře. Jsou přítomny pískové vějíře a čelní osypy hrubého úlomkového materiálu z rifu i dílčí korálové stavby vznikající na svahu rifu.
- FZ 5:** Čelní hrana karbonátové plošiny, rifový hřeben, včetně facií těsně za těmito prvními vlnolamy.
- FZ 6:** Píščiny na rifu nebo karbonátové plošině, včetně případného zadního osypu směrem do laguny.
- FZ 7:** Laguna s dobrou cirkulací vody (tzv. otevřená laguna).
- FZ 8:** Mělká a chráněná, zadní část karbonátové plošiny, za rifem a lagunami.
- FZ 9:** Sebka. Velmi mělká plošina a nebo tůňky, se značným odpařováním mořské vody a vznikem evaporitů, vyořováním.

Mnohé karbonátové komplexy (zvláště v geologické minulosti) byly však **organizovány jinak**: jako ploché zvlněné šelfy s kopulovitě vyboulenými dílčími elevacemi (často se vytvářely i uprostřed širších mořských prostor). Tam se potom faciální zóny špatně zanášejí a ještě méně zde platí obvyklé vztahy mezi standardními mikrofaciemi a faciálními zónami (takovým případem je například středočeský silur a devon). Jiným případem jsou meziútesové prostory na Hranicku (severní Morava), které mají **smíšené znaky** otevřené laguny i čelních svahů rifu.

**Šablonovitost členění** způsobuje, že řada těchto zón může v konkrétním karbonátovém komplexu chybět nebo tyto zóny mohou být netypicky vyvinuté.

Jejich výskyt a pořadí závisí na reliéfu a na plošném rozmístění jednotlivých karbonátových těles, na klimatu (teplotě, množství srážek, větrech a bouřích) a na mořských proudech. Co je však zajímavé, a je konstatováno v mnoha kompendiích, stavba sedimentárních karbonátových těles je mnohdy podobná, ačkoliv hlavní útesotvorné organismy z jednotlivých geologických období patřily k odlišným skupinám.

**Zastoupení facií** sice kolísá, ne však natolik, aby nemělo smysl uvažovat o středních hodnotách jejich procentuálního objemu v karbonátových komplexech obecně (obr. 8c).

Faciální zóny jako čísla se používají, ale **morfologické termíny** mají přednost: např. čelní osyp, hrana karbonátové plošiny, karbonátová plošina, laguna, bariérový rif, lemový rif, dómový (= kupolový) rif, kalová kupa, předútesová bioherma, lagunární bioherma (většinou, = skvrnový rif či útes).

## 8.5 Rifová synopse

Nauka o rozmístění faciálních zón, jejich objemech a relacích již tvoří přechod do oboru tzv. **rifové synopse**. Rifová synopse je obor, který se zabývá vzory uspořádání rifových facií a ekosystémů, jejich kvantitativními relacemi, přemisťováním a vývojem v čase.

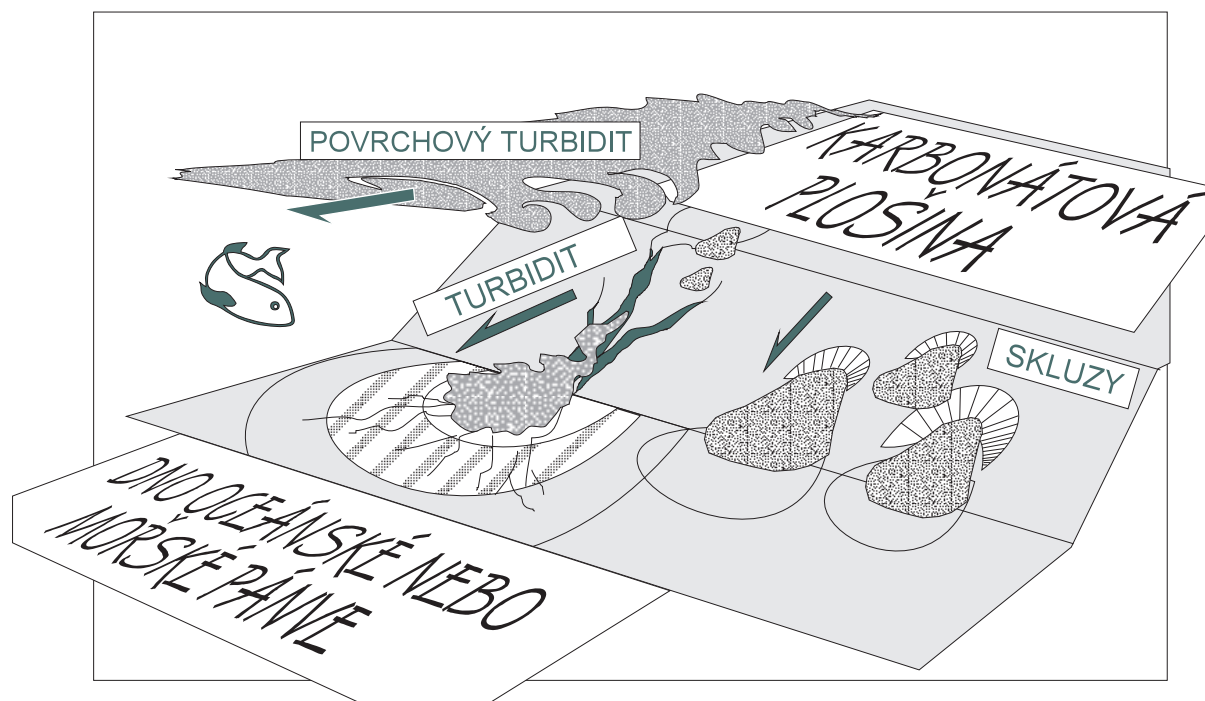
Karbonátový nárůst, aktivně rostoucí skeletální akumulace (anglicky — carbonate buildup) má určitá pásma maximálního narůstání (akrece). Ta jsou téměř vždy na mělkovodních hranách rifu nebo plošiny.

Při stoupání mořské hladiny (**highstands**) má tato hrana tendenci postupovat směrem k centru souše tak, jako březní čára.

Při poklesu mořské hladiny (**lowstands**) tato hrana naopak má tendenci postupovat směrem do moře tak, jak se stahuje zpátky březní čára.

Sedimenty před, méně za okrajem karbonátové plošiny, jsou převážně **klastickými karbonátovými sedimenty**. Zdroj karbonátového klastického materiálu není ovšem omezen pouze na rifovou hranu, nýbrž vzniká z podstatné části také přepracováváním sedimentu na svahu.

Dílčí rifová tělesa rostou také na čelním svahu rifu, jsou to **předútesové biohermy**.



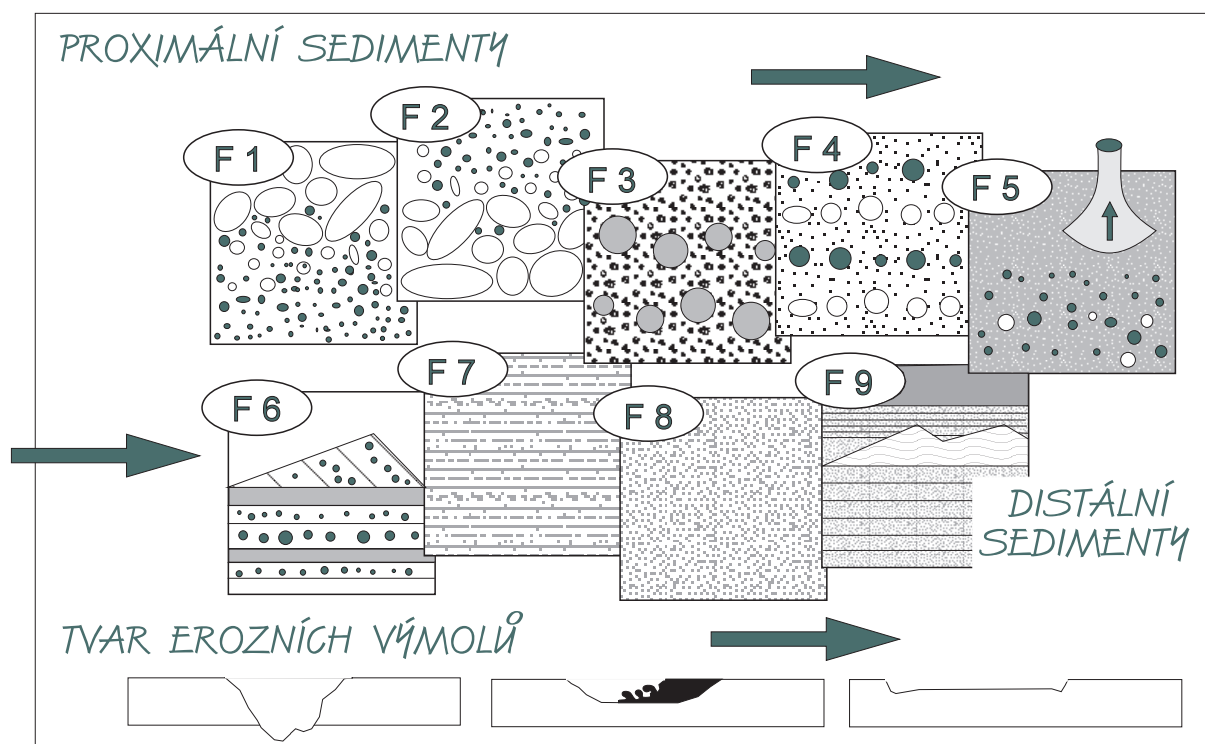
Obr. 8d Gravitační proudy (skluzy a turbidity) a suspenze v přípovrchových proudech hnaných větrem.

Rostou také izolovaně nebo ve skupinkách v laguně nebo na plošinách mezi čelní hranou plošiny a břehem, jsou to **lagunární biohermy** a útesové trsy neboli skvrnové rify (patchreefs).

Hlavními kritérii, která umožňují rozeznat dílčí rifová tělesa a prostory, je **míra komunikace s otevřeným mořem** a **míra ovlivnění silným vlněním**. To můžeme poznat z toho, jaké litoklasty a bioklasty jsou v sedimentu přítomny. Například amfipory jasně indikují chráněné prostředí (např. lagunu), zatímco nálezy hlavonožců, krinoidů, drobných planktonních tentakulitů a konodontů, ukazují na otevřené moře. Světlé zbarvení vápenců (s vymytým mikritem, bez jemně roztroušeného pyritu a s oxidovanou organickou hmotou) ukazuje na podmínky v dobře prokysličené a cirkulující vodě, zatímco u tmavých vápenců je tomu naopak.

Abychom si sestavili představu o celém karbonátovém komplexu, děláme vždy **profily**, nejlépe napříč přes tušené rozmístění faciálních zón (ať už na povrchu nebo ve vrtech). Nemáme-li tuto možnost (když pracujeme například v nějakém odloučeném tektonickém segmentu, nebo ve špatně odkrytém terénu), pak především zjišťujeme **znaky stavby sedimentu** (včetně **měření orientace**):

- Jakého typu a orientace jsou **přednostní usměrnění válcovitých bioklastů**, protože vlnění vytváří dvě zkřížená maxima, z nichž větší převážně souhlasí se směrem březní linie. Toto bylo s úspěchem použito například při studiu devonských rifů v Kanadě.
- Laterální změny ve **složení vrstvy**, abychom zjistili, na některou stranu přibývá fauny otevřeného moře nebo znaků silného vlnění (vymytí mikritu, intenzivnější rozbití korálů, růst klků stromatopórových trsů směrem k otevřenému moři, někdy pomůže i zesvětlení barvy vápence nebo zvětšení mocnosti vrstvy).
- Směr transportu** karbonátového klastického materiálu. Je-li přítomen kalciturbidit, hledáme imbricace klastů při jeho bázi nebo proudové stopy a čeřiny v jeho vyšší části. Je-li přítomen nezvržený skluz, hledáme směr rotace větších klastů podle deformace sedimentu v jeho okolí. Je-li přítomno plouživé sklouzávání sedimentu, hledáme smysl plastických nebo křehkých střižných deformací uvnitř jednotlivých poloh ve vrstvě.



Obr. 8e Walkerovy-Muttiho F-kategorie ukazují vztah redepozice a výmolů k vzdálenosti od zdroje.

- d) **Indicie sklonu mořského dna.** Jsou-li přítomny v dutinách geopetální výplně (vzniklé pod vlivem gravitace a indikující podloží a nadloží) a mají-li tyto výplně rovné vrstvičky, použijeme je jako libelky a porovnáme jejich rovinu (původní horizont v době jejich tvorby) s rovinou vrstevních ploch.

## 8.6 Gravity, zejména turbidity

Facie turbiditních sedimentů svahu operují zejména se strukturně-genetickými a paleogeografickými kritérii. Jejich základy položili A.V. Carozzi, P.H. Kuenen a A.H. Bouma v 50tých letech 20.st.

Klasifikace rozpracovali D.R. Lowe, R.G. Walker a E.Mutti do dnes používané podoby.

V podstatě existují dvě modelové situace:

- Převážně hrubší sedimenty se uvolňují jako laviny na sedimentárně mírně živeném strmém svahu, sjíždějí jako husté proudy, **úlomkotoky** a ukládají se níže, nakonec až při jeho úpatí.
- Sedimenty se uvolňují na vyšší části sedimentárně silně živeného svahu, rozjíždějí se a rozptylují do turbiditní suspenze, zatímco hustější spodní porce je většinou kanalizována koryty a kaňony. Po vyústění na úpatí svahu vytváří **turbidit zonální vějíř** sedimentů rozprostírajících se po mořském dně (obr. 8d).

Vzhledem k obvyklému odhadování pozice sedimentu v řadě **proximalit / distalit** — tj. blíže k místu snosu nebo dále od něho — je používáno podobných kritérií jako v turbiditní sekvenci ve smyslu odspodu — nahoru, či nejdříve — později (obr. 8e), příkladem jsou **Walkerovy facie**:

- F1:** hrubě úlomkovitý, valounovitý sediment s negativní gradací (= větší úlomky nahoře), hustý proud, v němž interakce částic způsobuje vyplouvání valunů vzhůru.



- F2:** hrubě úlomkovitý, valounovitý sediment s pozitivní gradací (= větší úlomky dole), méně hustý proud, v němž se již uplatňují účinky vznosu menších částic směrem vzhůru.
- F3-F4:** šterky až šterčíky, s masivními neurčitě ohraničenými polohami až pouze řetízky klastů.
- F5:** šterčíky a písky s pozitivní gradací, často se strukturami po unikající vodě po uložení.
- F6:** písek se zřetelnou horizontální laminací rychlého proudu, z řídké suspenze s taženým kobercem těžších částic při dně, zřetelné foresety (tj. výběhové diagonální laminy, ve větším měřítku vrstvy) na hraně rostoucích horizontálních lamin nebo vrstev.
- F7:** písek a prach se slabou laminací.
- F8:** relativně masivní lavice jemného písku až kalu uložené z kolabující opět houstnoucí suspenze.
- F9:** jemnozrnný materiál s horizontální laminací slabého proudu, případně s čeřinami a nasedáním nejjemnější zbytkové suspenze. V přírodě je sekvence většinou vyvinuta neúplně, jako celek slouží spíše jako modelový případ.

Velmi přibližně, Walkerova facie F1 znamená největší blízkost hrany karbonátové plošiny, zatímco F9 největší vzdálenost.

Vzdálenostní význam je přičítán i tvaru výmolů, a to ve smyslu od proximalitů k distalitům:

- S1:** hluboké výmoly,  
**S2:** výmoly zachycující bahnitý sediment,  
**S3:** ploché, tabulární výmoly.

Systém turbiditních vějířů se často modifikuje během vývoje. Jednotlivé porce, u složitějších systémů, nemají stejné složení zdrojového materiálu, výšku uvolnění, objem, průběh transportu a uložení. Vnitřní poměry vyvíjejícího a zanikajícího gravitačního (skluzového) proudu mají mnoho specifik.

Některé z distálních facií na svahu a jeho úpatí (méně proximálních) jsou „turbiditní“, jen co se týče původního zdroje klastů, zatímco další modifikace jejich zastoupení a uspořádání je způsobena přepracováním konturovými, geostrofickými i dočasnými dnovými proudy.

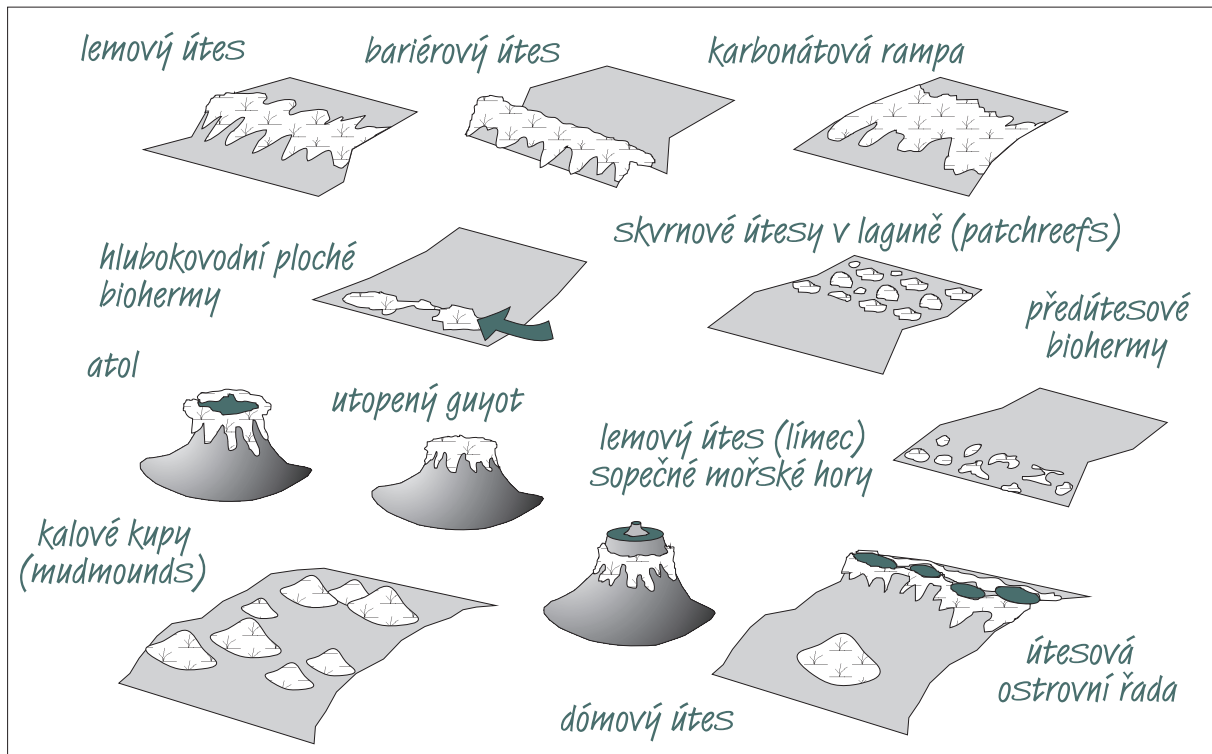
## 8.7 Hemipelagické a pelagické facie

Hemipelagické facie jsou sedimenty s nízkou sedimentační rychlostí (5–18 m / milion let), kde se mísí přínos od svahů a okrajů kontinentu (elevace) s materiálem, který „prší“ z volného oceánského vodního sloupce. Jsou to:

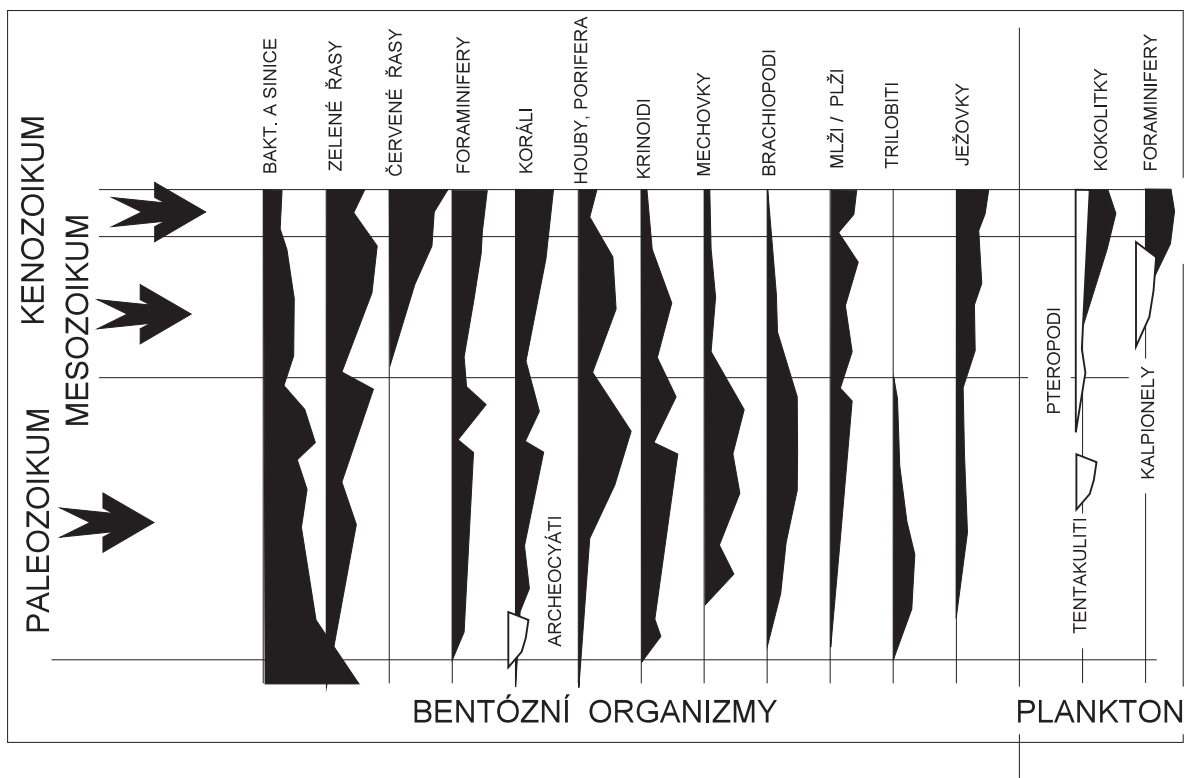
- a) směsi přepracovaných distálních turbiditů a spadu kalcitových schránek,
- b) směsi tzv. horizontálních turbiditů (= daleko odnášených bouřkových suspenzí v přípovrchových proudech, nebo horizontálních apofýz turbulentní suspenze při pyknoklinách) a spadu pelagických schránek.

**Pelagické křídové sedimenty** vznikají výhradně dopadem jemných organických krystalků (např. nanoplankton);

**pelagická bahna** mají obvykle snížený obsah karbonátu a jsou poznamenána jemnou rekrystalizací a rozpouštěním materiálu, který „prší“ s malou intenzitou z vodního sloupce. Pro pelagické sedimenty je charakteristický spad odumřelých schránek planktonních organismů, např. radiolárií, planktonních foraminefer, kokolitů nebo dinoflagelátů (obrněnenek). Podíl jinak zanedbatelného sedimentačního pozadí se v nich zvyšuje: sedimentace jemné minerální suspenze z oceánské vody, atmosféry a jemných meteoritických částic.



Obr. 8f Základní formace rifových komplexů ve vztahu k reliéfu mořského dna a pobřeží.



Obr. 8g Přehled podílu různých typů organismů na tvorbě karbonátových těles během fanerozoika.

**Rychlost sedimentace nanoplanktonu** dosahuje maximálně 0,1 mm kypré vrstvičky za rok (0,18 kg / m<sup>2</sup> .rok). Tento maximální výkon se udržel soustavněji pouze v podmínkách svrchno křídových moří (= tj., po přepočtu, až 100 m / milion let, což je již řádová hodnota velmi slušné rifové akrece). Běžně je ovšem tato produkce již primárně o 1–2 řády nižší a rozpouštění během pádu volným sloupcem oceánské vody snižuje výslednou akumulaci rovněž o 1–2 řády (tj., výsledné rychlosti odpovídají 1–0,1 m / milion let).

Je samozřejmé, že pomalu sedimentující pelagická bahna mají rostoucí podíl jílových minerálů, jemného rekrystalovaného eolického prachu a meteoritického prachu. Hemipelagické a pelagické sedimenty nicméně **mohou vyjíměčně obsahovat velké schránky organismů**, jejichž zdrojem jsou:

- (a) „utopené“ plovoucí mrtvé schránky na hladině,
- (b) organismy odpadlé od řasových koberců,
- (c) organismy přímo žijící v horní nebo střední vrstvě oceánu (scyfokriniti, graptoliti),
- (d) organismy pasoucí se nebo lovící v nektonu i abysálu nebo
- (e) abysální kolonizace v blízkosti výronů teplých vod.

Do hemipelagických a pelagických sedimentů bývají často na dráze povrchových proudů „utopeny“ také úlomky suchozemských rostlin.

## 9. SEKVENCE KARBONÁTŮ, JEJÍ PROSTOROVÉ A ČASOVÉ VAZBY

---

### 9.1 Nesouhlasně omezené jednotky

Se sekvencemi sedimentů souvisí pojem tzv. **nesouhlasně omezených jednotek** (= UBU, unconformity bounded units).

UBU jsou takové přirozené jednotky sedimentů, které mají ostře fyzikálně sledovatelnou hranici složení sedimentů a liší se navzájem výrazně svým vnitřním uspořádáním. Přitom tyto jednotky mohou, avšak nemusejí patřit jednomu tektonoformačnímu typu pánve (tab. 9a).

Nesouhlasně omezené jednotky, jejichž hranice jsou nedislokované, tvoří **sedimentární sekvenci**; mají-li hranice identické např. s násunovými plochami, jedná se o **tektonickou sekvenci**.

Se zdůrazněním tohoto pohledu studuje posloupnost sedimentárních těles tzv. **sekvenční stratigrafie**. Pojem sekvenční stratigrafie se vyvinul z technologického pohledu na věc, při seismickém profilování naftově nadějných klastických klínů na šelfech.

### 9.2 Vztah stratigrafie a sekvencí

Čím se liší tradičně pojímaná stratigrafie, sekvenční stratigrafie a tzv. eventostratigrafie s vysokým rozlišením:

- a) **Tradiční stratigrafie** zpravidla popisuje **vrstevní posloupnost sedimentu ve vertikální linii**. Většinou zdůrazňuje určitý okruh znaků. Podle toho je nazývána např. :
- biostratigrafií (biota),
  - litostratigrafií (horniny),
  - magnetostratigrafií (paleomagnetismus),
  - eventostratigrafií (události) nebo
  - chronostratigrafií (interpretovaný čas).

Také tyto stratigrafie mají svá další rozdělení. Existuje např.:

- konodontová biostratigrafie nebo
- magnetická susceptibilitní stratigrafie.

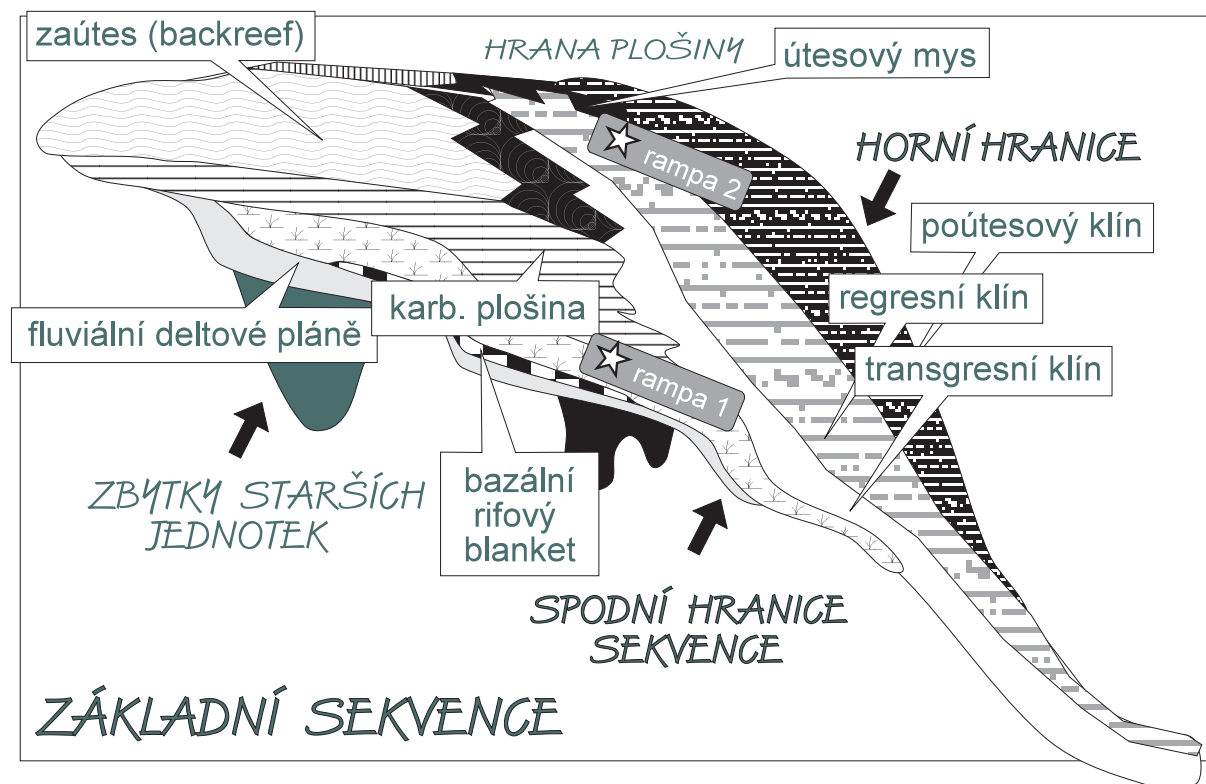
Otázky náplně těles v jejich prostorové dimenzi jsou ponechány nauce o faciích.

- b) **Sekvenční stratigrafie** popisuje **posloupnost celých vrstveních celků sedimentů**. Zabývá se:
- výraznými horizonty (markery),
  - nesouhlasně omezenými jednotkami,
  - sekvenčními hranicemi, které tyto jednotky oddělují (zvláště pak erozními diskordancemi),
  - výraznými trendy vertikálního i laterálního vývoje uvnitř jednotek, a
  - charakteristickými znaky náplně jednotlivých částí sekvencí (vč. periodicit vrstev).

Stratigrafie je modelována buď v **plošném vertikálním řezu, nebo ve třech dimenzích**. S uplatněním dimenze času pak jsou takovéto podklady použitelné pro modelování tzv. ropného okna.

Sekvenční stratigrafie klade důraz na pořadí určitých typů sekvenčních hranic, význačných poloh (markerů), a vzorů ve vnitřním uspořádání dílčích těles.

- c) **Eventostratigrafie s vysokým stupněm rozlišení** (HIRES — high-resolution event stratigraphy) je zaměřena na dokumentaci sedimentů a sedimentárních povrchů, s **důrazem na záznam jevů i velmi krátkých (< 1000 let) nebo dokonce „okamžitých“**. Sleduje fyzikální, chemické



Obr. 9a Pohled v řezu na základní sekvenci — karbonátový komplex.

a biologické změny a jejich vzájemnou souvislost. Cílem tohoto přístupu je **komplexnost, obsažnost a jemnost**. Měl by sjednotit různorodá data do velmi jemného nástroje, který tak získá široce regionální až globální hodnotu. V potaz jsou brány návaznosti ve vertikálním i laterálním smyslu. Tím se může stát HIREs nástrojem pro uplatnění chronostratigrafie.

**Společným cílem** všech stratigrafických přístupů je:

- charakterizovat,
- klasifikovat,
- korelovat a
- interpretovat superpozici sedimentálních jednotek.

### 9.3 Základní sekvence

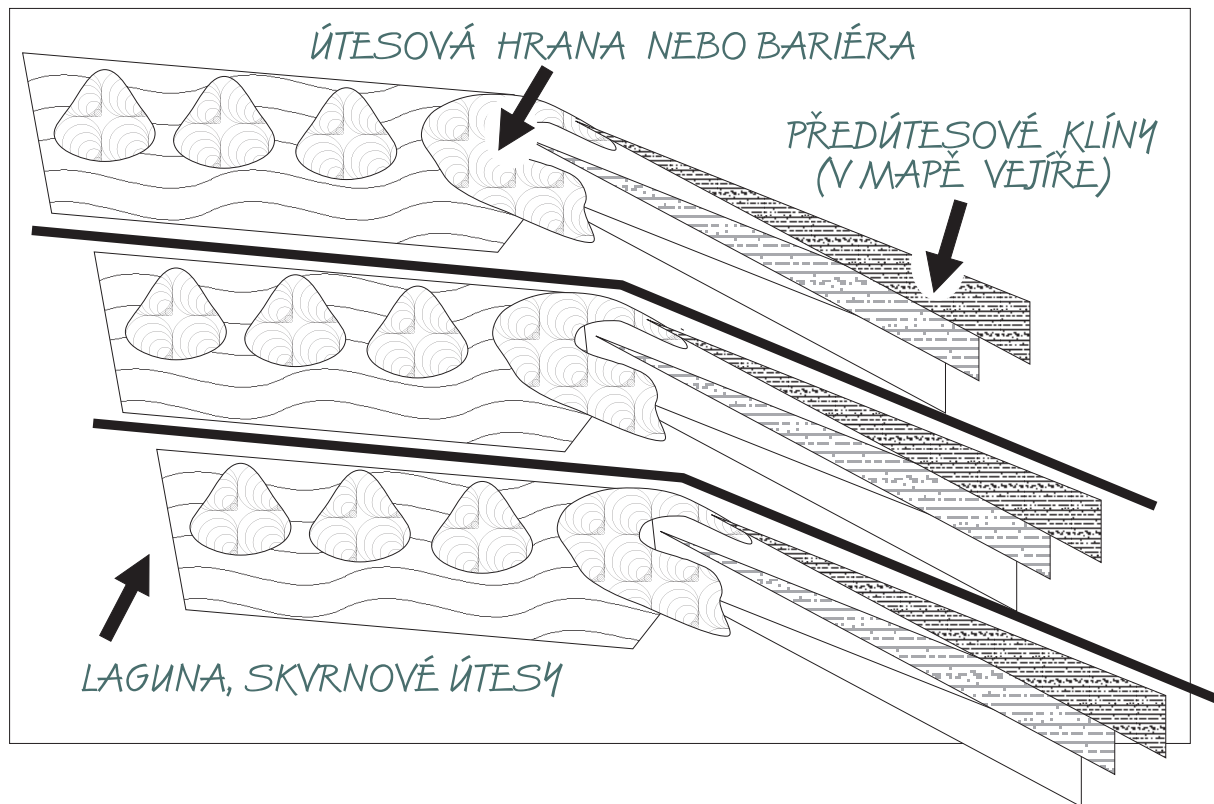
Jednotky UBU jsou zároveň sekvencemi. U základní sekvence se časový rozměr pohybuje od několika milionů do několika desítek milionů let, mocnost kolísá od několika desítek metrů do několika kilometrů.

Základní sekvence lze dále členit. Toto členění se opírá o:

- a) nesouhlasné hranice těles a změny vnitřního uspořádání nižší úrovně a
- b) členění v návaznosti na eustatické cykly (tab. 9b).

Základní sekvence lze naopak seskupovat do tzv. supersekvencí (o trvání  $n \times 10 \sim n \times 100$  milionů let), v ojedinělých případech i o stupeň výše (o trvání  $n \times 100$  milionů let  $\sim$  1 miliarda let; tab. 9b).

Celé karbonátové těleso, jako souhrn dílčích těles (tj. karbonátový komplex — velké nahromadění sedimentárních karbonátů odlišitelné v mapě a profilech od svého okolí) je



Obr. 9b Schema uspořádání parasekvencí karbonátového komplexu, ve vývojovém stádiu pravých útesů.

v naprosté většině buď přímo identické se základní sekvencí či UBU jednotkou, nebo alespoň tvoří její velmi podstatnou část.

Vzhledem ke kategorizaci za použití eustatických cyklů je tedy takovéto karbonátové těleso zpravidla „sekvencí 3“, o trvání  $n \times 1 \sim n \times 10$  milionů let, při sedimentačních zprůměrovaných rychlostech pro celý komplex 10 až 100 m / milion let (tab. 9b).

Drobné karbonátové komplexy do mocnosti  $n \times 10$  m a rozlohy  $n \times 1$  km mohou zajisté vznikat v mnoha různých podmínkách (srov. tab. 9a). Ovšem velké karbonátové komplexy, o které většinou jde (= mocnost komplexu  $n \times 100$  m, laterální dimenze  $n \times 100$  km, trvání vývoje  $n \times 1 \sim n \times 10$  milionů let), mají podmínky vzniku daleko více omezené, neboť jsou, z hlediska pravděpodobnosti jejich vytvoření, takřka výlučně vázány na:

- okraje pánví divergentního deskového rozhraní,
- tropické klima,
- nízký obsah suspenze ve vodě, a
- nízký přínos siliciklastik z pevninského okolí.

Vnitřní struktura takovéhoho velkého komplexu je vlastně jedním velkým cyklem vývoje sedimentů, který má na pozadí velké cykly ve vývoji prostředí:

- tektonické (= J.T. Wilsonův tektonický cyklus extenzního otevírání a kolizního uzavírání pánve),
- eustatické (= sekulární proces zdvihu hladiny světových moří a jejich opětovného poklesu).

Největší karbonátové komplexy vznikají tehdy, jestliže se jak tektonické tak i eustatické řízení procesu skládá pozitivně, tj. vede k silnému a dlouhodobému relativnímu zdvihu hladiny. [Největší karbonátové objemy známy např. ze středního ~ svrchního devonu a středního ~ svrchního triasu].

## 9.4 Vývoj a vnitřní uspořádání základní sekvence

Karbonátová základní sekvence (zde se pojem kryje s karbonátovým tělesem velkého rozměru, respektive s karbonátovým komplexem) vzniká zpravidla na plochých, mírně se svažujících okrajích kontinentů, které jsou extenzně od sebe oddalovány.

Sekvence je tvarována podle ideálních profilů J.L. Wilsona jako **klín** (obr. 8a-c), resp. jako **nepravidelný deltoid** tloušťnoucí směrem do pánve a od místa hrany útesu se opět ztenčující (obr. 9a).

Její bezprostřední podloží tvoří obvykle siliciklastické uloženiny jezerních depresí kontinentálního riftu a nad ním tenký štít fluvialních deltových plání, který dosti rychle přechází do karbonátového komplexu. Postupně se vytváří:

- a) bazální blanket (basal blanket),
- b) systém semilagunárních uloženin až rampy svažující se do pánve,
- c) karbonátová plošina neboli tabulární rif,
- d) pravý útes s bariérou, zaútesovými lagunami a předútesovým osypem a vějíři vynášeného a sklouzávajícího sedimentu.

Stádia (c) a (d) jsou jako celek **transgresní**, a projevují se **postupující hranou plošiny** a později útesu směrem od pánve ke břehu, v témže směru, jak postupuje (o mnoho rychleji) transgresní březní linie směrem na kontinent.

Při snížení až zastavení transgrese (ať již z důvodu zastavení extenze a subsidence, nebo snižování objemu vody světových oceánů, či z obou těchto důvodů současně), dochází ke **zpětnému pohybu** rifové hrany směrem do pánve.

K tomuto pohybu **dochází ještě dříve**, než dojde k prostému **regresnímu** stahování březní čáry v důsledku poklesu relativní výše hladiny vody, už v době ustálení výšky hladiny. Hrana rifové plošiny totiž narůstá jediným možným směrem, přičemž často nasedá na kalciklastické sedimenty snášené ve zvýšené míře z destruovaného útesu.

S blížící se regresí a během ní vznikají dílčí tělesa:

- e) přesunutého útesového mysu (reef-cap), kdy se rifová dílčí tělesa po diskordanci ukládají na erodovaných proximálních vějířích předútesové pozice a tvorba rifových dílčích těles se přesouvá po těchto předútesových svazích směrem dolů do pánve.

**Regrese končí zhroucením rifové akrece** a vytvořením erozní planiny s krasem, která vytváří výraznou horní **sekvenční hranici**.

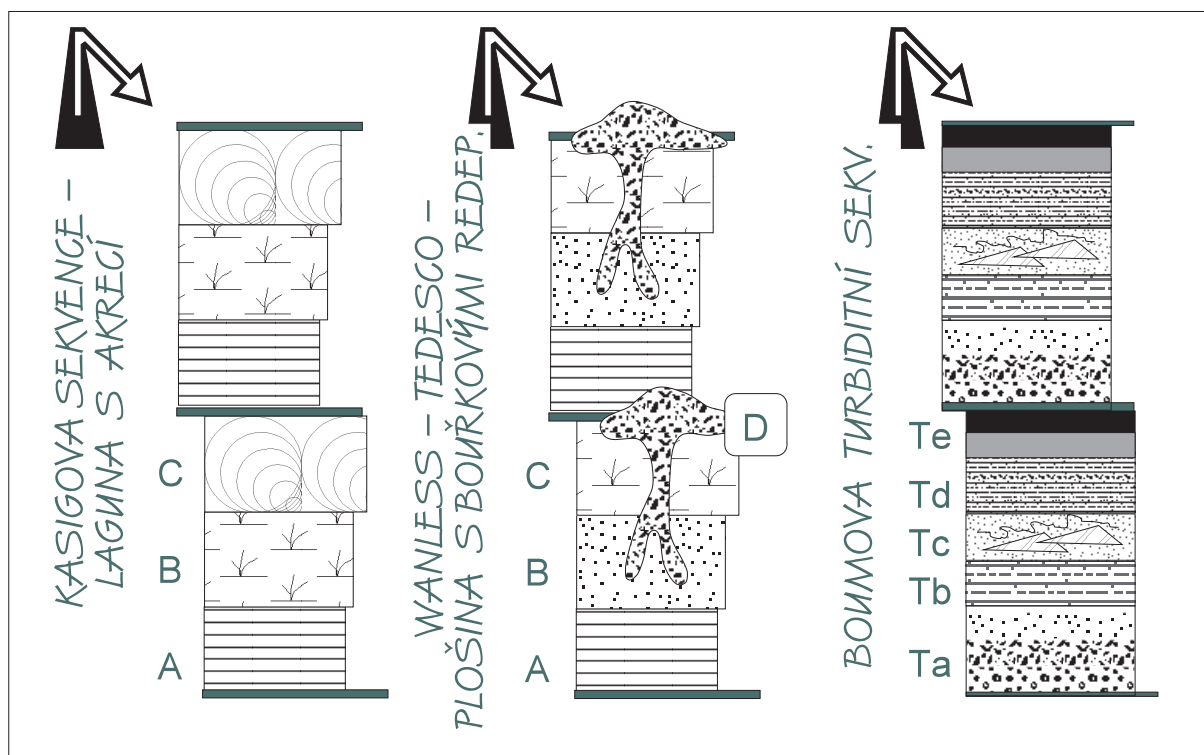
Ne vždy dojde k úplnému završení tohoto **transgresně-regresního modelu**, zejména tehdy, je-li vzestup hladiny rychlejší než jeho kompenzace rifovou akrecí (např., když to nižší teplota nebo obsah suspenze ve vodě či subsidence nedovolují). V tom případě končí rifová sekvence utopením útesu.

Z hlediska vertikálního vrtného profilu můžeme považovat za utopení útesu i transgresní pohyb jeho hrany směrem ke kontinentu, ale **utopení útesu jako sekvenční jev** znamená úplné zhroucení rifové akrece a vznik horní sekvenční hranice.

Takovéto sedimenty bývají překryty buď klastickými klíny siliciklastik kontinentální proveniencce (utopení rifu při kontinentu) nebo naopak pouze kondenzovanými pelagickými sedimenty (utopení rifu do oceánu).

Z hlediska **laterálních vztahů** je:

- **zaútesová sedimentace** (backreef) nejsilněji vyvinuta ve stádiu (d) pravého útesu s bariérou a lagunami.
- **Předútesové kalciklastické vějíře** (forereef) jsou naproti tomu nejsilněji vyvinuty až ve stádiu (e) při snížení transgrese, během regrese a při závěrečné erozi rifu, kdy kalciklastika většinou kanibalizují původní rif a jejich ukládání se postupně stěhuje zpět k původnímu centru pánve. V kalciklastikách čelních vějířů proto většinou postupně přibývá litoklastických zrn.



Obr. 9c Příklady sekvencí nižšího řádu.

V takto nastíněné stavbě karbonátového komplexu existuje řada pravděpodobnostně definovatelných kvantitativních relací: např. mezi dimenzí objektu a kvalitou a rozložením facií, mezi faciemi v laterální řadě navzájem, vzájemné materiálové bilance, atd., které mohou být vypočítány po nastavení podmínek pro danou konfiguraci rifů.

### 9.5 Parasekvence

Pro přiblížení parasekvencí ve vápencovém komplexu můžeme říci, že připomínají transgresně-regresní (T-R) strukturu celé sekvence. **T-R struktura parasekvence je však nižšího řádu**, několikrát nad sebou zabudovaná do velké struktury sekvence samotné.

Je to logické, protože jejich vznik má většinou vztah k podobným oscilacím podmínek, které vedou ke tvorbě celého komplexu, ale nižšího řádu.

Dobře rozlišitelné parasekvence jsou vyvinuty např. ve stádiu (d) pravých útesů, kdy dílčí regresní postižení příbřeží vyvolává diskordanci při břehu, zpětnou dílčí výchylku rifové hrany a zesílení kalciklastických vějířů orientovaných směrem do pánve (obr. 9b).

Někdy bývá toto **zesílení výnosu materiálu** z rifu do předútesového prostoru rozštěpeno na **dvě maxima**, z nichž jedno nastává těsně před maximální regresí a jedno po ní, až při začínající nové transgresi (to je obecně velmi významné, též pro siliciklastické sedimenty).

Parasekvence se však neskládají pouze pasivně s celkovým faciálním chodem sekvence — existují zde i **zpětné zesilující vazby**. Např. přechod od stádia (e) karbonátové plošiny do stádia (d) pravého rifu s bariérou bývá mimořádně posílen dílčím (krátkodobým) vynořením plošiny, kdy na místě plošiny vznikne široká krasové deprese a je předmodelována hrana z později utopených skalních klifů, která se po osídlení útesovými organismy mění v útesovou bariéru (**Laportův model**).



## 9.6 Sekvenční jednotky nižšího řádu

Sekvenční jednotky nižšího řádu (menší) jsou dvojího druhu:

- a) jedny **pravidelně odrážejí eustatické cykly** trvání  $n \times 10$  ka (několik desítek tisíc let), a nižší a nižší, pokud jsou zjistitelné,
- b) druhé **odrážejí různé náhlé události** (např. zboření útesového povrchu tsunami, rekurence (pravděpodobnost opětovného výskytu) velkých bouřkových redepozic, deprese ekosystémů z důvodů biologických, utržení části rifové hrany a vznik megabrekcie, vytvoření jedné turbiditní redepozice nebo jejich určité charakteristické série, atd.).

Podle intenzity vzájemně se ovlivňující faktorů sedimentace na rifu a v prostoru před ním vzniká obsáhlá řada nižších sekvenčních jednotek. Některé z nich se objevují poměrně často; převážně jsou definovány odděleně pro karbonátovou plošinu a pro kalciklastické vějíře vynášené do předútesového prostoru (obr. 9c).

### Karbonátová plošina:

**Kasigův cyklus:** Němec W. Kasig popsal v r. 1980 na základě studia severoněmeckého devonu u Cách (Aachen) cyklus, k němuž lze řadit až 25% objemu všech mělkovodních středně devonských a svrchnodevonských vápenců dochovaných na světě. Je šit na míru devonu, ale má i svůj obecnější rozměr (sekvence je v podstatně stejná u všech mělkovodních cyklů, kde převládá spíše rys občasných akrece nebo kartáčového efektu nad typem bouřkových vrstev). Cyklus je složen ze tří po sobě jdoucích fází.

- (A) Po údobí bez sedimentace se začínají ukládat laminované mikrity prokládané prvními skeletálními laminami, s řasami, živočišnými houbami, gastropody (plži) a ostrakody (skořepatci).
- (B) Následně se vytvářejí řasové a amfiporové trávničky. Kartáčovitá struktura mořské trávy z řas, hub a polypoců zachycuje kal a stoupající litifikaci i písek.
- (C) Nakonec se objevují větší trsy korálů, shluky brachiopodů ad. větší organismy. Hornina odpovídá typům floatstone a rudstone, případně bindstone. Nežádka se objevují tzv. horizonty tenisových míčků (korálové trsy schopné kutálet se po povrchu sedimentu).

Po vytvoření této lavice se ukládání karbonátu opět přibrzdí. Mnohdy jsou mezi vrstvami i uvnitř nich ohromné ztráty času oproti času přímo zaznamenanému v sedimentaci. V genetickém pozadí Kasigova cyklu jsou průkazně Milankovičovy cykly.

**Událostní cyklus bouřkových vrstev:** Na bázi je eroze velkou bouří. Nad ní jsou uloženy jemnější laminované redepozice. Nadložní bouřková naplavenina je velmi silná, anebo je zde vyklizený prostor se šterkovým reziduem. V nadložním intervalu je několik tenčích bouřkových vrstev, které jsou prokládány převážně proudovými laminovanými nebo šikmo zvrstvenými sety bahnitého bioklastického materiálu, zároveň dochází k dílčí fixaci sedimentu *epi-* a *in-faunou*. V bouřkových vrstvách převládají sedimenty, z nichž byl mikrit z větší části vymyt, mezipolohy jsou mikritem bohatší. Cyklus odpovídá statistické rekurenci mimořádných bouří. Typický bouřkový cyklus má poněkud nepravidelné uspořádání, je vidět prakticky zhušťování a zředování přetržek v sedimentaci. Při pravidelném vývoji výše popsaných fází se bouřkový cyklus blíží struktuře Kasigova cyklu, s tím rozdílem, že nepřevládá kartáčový efekt a občasná akrece na místě, nýbrž kompletní redepozice (tzv. floridský náplavový cyklus **Wanless** — **Tedesco**, s doupaty infauny zaplňovanými až nadložní, pozdější velkou bouří — další fáze, vnitřní, označovaná jako (D). Ukládání takovýchto cyklů má důležitou podmínku: litifikace rifu pod živým povlakem není tak silná, aby zamezila výrazným redepozicím. Druhá podmínka, s níž někteří autoři operují, je ta, že se v daném prostoru musí vůbec bouře vyskytovat. Mimořádné bouře se ovšem dostaví i mimo hurycánová pásma, s rekurencí 3a–3ka (tj. 3 roky až 3 tisíce let). Hloubkový dosah, kdy bouře ještě sediment účinně rozrušují, je na dnešních Bahamách až 200 m, v Baltickém moři jenom 70 m.

**Tsienův [Čenův] cyklus periodicky svazovaného sedimentu:** Tento cyklus vyplývá z Tsienovy definice periodicky pokrývaného sedimentu — *coverstone*. Někdy má rekurenci odpovídající

Milankovičovým klimatickým cyklům, jindy může být jeho největší citlivost až několikadenní (ve stromatolitech, které jsou vlastně 'micro-coverstone'). Podstatou cyklu je střídání:

- (1) fáze bouřkových náplavů a
- (2) fáze uklidnění, zpevnění a povlékání řasovými rohožemi nebo jinými soustavně se opakujícími biogenními povlaky.

**Trakčně-proudový cyklus:** V trakčně proudovém cyklu jsou přítomny hlavně vápence typu packstone, se znaky mnohonásobné resedimentace a mísení různých generací klastů. Nápadný je silný obrus i štípání klastů všech frakcí. Místy se nacházejí rezidua sedimentu, z něhož byl odnesen mikrit (skvrnitě vyplňují nenápadné deprese na mořském dně). Horizontálně a šikmo zvrstvené sety nesou často znaky ploché eroze. Střídají se fáze převážně erozní a fáze převážně sedimentační. Cyklus bývá silně chaotizován a je ho možno posuzovat v mnoha velikostních řádech. Cyklus se projevuje:

- (1) fází se zeslabenou depozicí a
- (2) fází se zesílenou depozicí.

Podmínkou cyklu je existence soustavně působícího mořského proudu. Tuto podmínku splňují náporové prostory s konturovými proudy, přelivy proudů přes překážkové prahy anebo rozsáhlé stabilní průlivy (jako jsou třeba dnes mezi Sundskými ostrovy). Průlivové proudy se mohou během roku i častěji obracet.

**Turbiditní cykly:** K neznámějším zjednodušeným turbiditním událostním sekvencím (= depozice z gravitačního sestupného proudu, ze suspenze) patří tzv. **Boumův cyklus**, který má erozní lože, nad nímž se ukládá:

- (Ta) hrubá a mocná ploha sedimentu zjemňující se směrem vzhůru (tzv. pozitivní gradace zrnitosti); potom se objevují
- (Tb) laminované uloženiny zrn pískové velikosti v horizontálních laminách rychlého proudu, s velmi nízkými a strmými foresetovými (výběhovými) hranami;
- (Tc) v následné vrstvě, při stále klesající velikosti zrna se ztrácejí laminy a objevuje se čeřinové zvrstvení; dále se dostavuje
- (Td) horizontálně laminovaná sedimentace pomalého proudu, při stále zjemňujících se frakcích materiálu; a nakonec událostní cyklus končí
- (Te) klidnou sedimentací nejjemnějších částic ze zbytkové suspenze s přechodem do pelagického sedimentačního spadu, který je stále v pozadí.

Děje během vývoje různých typů turbulentních proudů jsou však natolik různé, že mnoho karbonátových turbiditů vypadá jinak. Na rozrůznění se podílí proudění uvnitř do pánve sjíždějícího mraku suspendovaného materiálu, horizontální odštěpování částí mraku při pyknoklinách a nakonec interakce částic samotných. Častým jevem u karbonátů je např. **depozice zhuštěné mikrito-úlomkové suspenze** vzniklé až pozdně, jako vrstva těsně nad dnem kolabujícího velkého turbulentního mraku. Ještě častěji se setkáváme s tím, že proces ukládání turbiditu je **modifikován proudy**, nebo dokonce bouří, protože karbonátové turbidity jako celek bývají ukládány poněkud mělčeji. Maximální **objemy a plošná rozšíření** bývají až o **jeden nebo dva dekadické řády menší** než je tomu u největších siliciklastických turbiditů.

Před nástupem vzhůru se zjemňující a ztenšující posloupnosti turbiditních vrstev se často objevují **mohutné skluzy materiálu, gravitační husté toky**, tj. většinou mohutné sesuvy hran karbonátové plošiny nebo částí předútesového svahu. Jsou známy jako megabrekcie, fluxoturbidity nebo podmořské laviny. **Pád megabrekcií** signalizuje buď pokročilé stádium stahování rifové hrany zpět do pánve (úplné nebo dočasné zhroucení rifového ekosystému, regrese) anebo je to signál již začínající následné transgrese. Vpád megabrekcií a dalších úlomotoků (fluxoturbiditů) daleko do pánve často souvisí s tektonickým nakláněním plošiny do pánve (tilting počínající komprese). Jinak jsou tyto sedimenty celkem běžnou součástí proximálních vějířů v předútesovém prostoru, kde vznikají sklouzáváním hromadícího se úlomkovitého materiálu.

<b>KÓD</b>	<b>TYP SEDIMENT. PROSTORU (= PÁNVE)</b>
<b>I</b>	<b>PÁNVE SPOJENÉ S DIVERGENTNÍMI OKRAJI DESEK</b>
IA	Riftové pánve
IA1	Pánve v riftovém vyklenutí
IA2	Pánve na okraji riftového vyklenutí
IA3	Flexurní deprese (sags)
IA4	Jednostranné příkopy (half-graben)
IB	Pánve oceánského okraje
IB1	Typ Rudé moře (časný)
IB2	Typ Atlantický oceán (pozdní)
IC	Aulakogény a v počátcích opět zaniklé rifty
ID	Oceánské ostrovy, mořské hory, guyoty a atoly
<b>II</b>	<b>PŘI TRANSFORM., TRANSKURENT. ZLOMECH, ROT. A SMÍŠ. REŽIM</b>
IIA	Pánve horizontálního stříhu při kompresi (strike slip)
IIA1	Pánve při transformním zlomu divergentního okraje desek
IIA2	Pánve při transkurentním zlomu konvergentního okraje desek
IIA3	Pánve při transkur. zlomu lemujícím okraj desky
IIA4	Pánve na zaniklém rozhraní desek (švu)
IIIB	Pánve otevírané v rotačním poli
IIIB1	Sériově rotační, dílčím způs. otev. pánev. okna (pull-apart, en echelon)
IIIB2	Velké rotační pánve, s jednostr. otev. a zavíráním
IIIC	Přiblížení-styk, resp. naložení divergentního a konvergentního okraje
IIIC1	Sed. podvyživené pánve při zvratu z ext. ke kompresi (před orogenezí)
IIIC2	Typ Kalifornie, smíšený režim
<b>III</b>	<b>PÁNVE SPOJENÉ S KONVERGENTNÍMI OKRAJI DESEK</b>
IIIA	Konvergentní okraje se subdukcí (retrakcí) typu A
IIIA1	Subdukční (retrakční) příkopy
IIIA2	Pánve před ostrovními oblouky
IIIA3	Pánve uvnitř oblouku a za ním (intra- a back-arc basins)
IIIA4	Pánve předpolí (foreland, retro-arc)
IIIB	Pánve v oblastech kontinentálních kolizí
IIIB1	Pánve předpolí a předhlubně
IIIB2	Zbytkové oceánské pánve
IIIB3	Zápolí = hinterland, backland, molasa, playas, mezihorské deprese
IIIB4	Čínský typ pánve = vzdál. okraj koliz. deform. pole, flex. a vrás. ve stříhu
<b>IV</b>	<b>PÁNVE NA KRATONICKÝCH BLOCÍCH A DESKÁCH</b>

Tab. 9a — Typy sedim. prostorů (tzv. pánví), upraveno podle Dickinsona, Mialla, ad.

<b>ZAHRNUTÝ ČASOVÝ INTERVAL, ŘÁDU</b>	<b>NÁZEV SEKVENCE, RESP. JEDNOTKY</b>	<b>ODPOVÍDAJÍCÍ EUSTATICKÝM CYKLŮM ÚROVNĚ</b>	<b>STŘ. PŘEPOČ. RYCHLOST SEDIMENTACE</b>
10 – 100 Ma	supersekvence	2.	10 – 30 m/Ma
1 – 10 Ma	sekvence	3.	10 – 100 m/Ma
0,1 – 1 Ma	sekvence	4.	400 – 5000 m/Ma
0,01 – 0,1 Ma	parasekvence	5.	600 – 7000 m/Ma

**Tab. 9b** – Přehled sekvencí ve vztahu k eustatickým cyklům, upraveno podle Muttiho, platí pro kolísání mořské hladiny do 150 m, klastické klíny na okraji kontinentu nebo rychle rostoucí rifové akrece

# 10. POSLOUPNOSTI DIAGENETICKÝCH AŽ METAMORFNÍCH PŘEMĚN

---

## 10.1 Diageneze

Pod pojem **diageneze** jsou zahrnovány všechny chemické, fyzikální a biologické procesy, které proběhnou v sedimentu po jeho uložení — v průběhu litifikace a po ní, s výjimkou jasného zvětrávání a zjevných metamorfních pochodů.

Hranice zvětrávání / diageneze je úzaněného charakteru a je dána vznikem něčeho, co už nelze nazývat karbonátovým sedimentem.

Nepochybným **zvětrávacím procesem** je např. vznik lateritickým půd na zvětralém povrchu karbonátu.

Rovněž hranice diageneze / metamorfóza je úzaněného charakteru, metamorfóza začíná tam, kde se výrazně projevují účinky orogenního stresu nebo vysokých teplot na styku s magmatity.

Zjevným **metamorfním procesem** je např. regionální orogenní metamorfóza od facie zelených břidlic výše anebo kontaktní metamorfóza v blízkosti granitového tělesa.

Diagenetická prostředí se rozdělují podle hloubkového, resp. p-T prostředí a pórové vody v karbonátu.

**Mořská freatická zóna:** Tato zóna dosahuje do hloubek 1 ~ 4 km pod mořským dnem, podle strmosti geotermálního gradientu a lokálních podmínek v cirkulaci fluid. Póry jsou vyplněny vodou blízkou mořskému složení. Subzóny jsou charakterizovány podle hloubky a vyšší nebo nižší cirkulace pórové vody. Subzóny s vyšším pohybem fluida se podílejí na cementaci větší měrou.

**Sladkovodní freatická zóna:** Dosahuje zpravidla do hl. ca. 0,1 ~ 0,7 km, podle velikosti karbonátových souší, poloostrovů a ostrovů. Je konvexně klenutá směrem dolů. V pórech je sladká, zpravidla meteorická voda dešťového původu. Subzóny se dělí podle nasycení pórových roztoků karbonátem a podle rychlosti cirkulace vody.

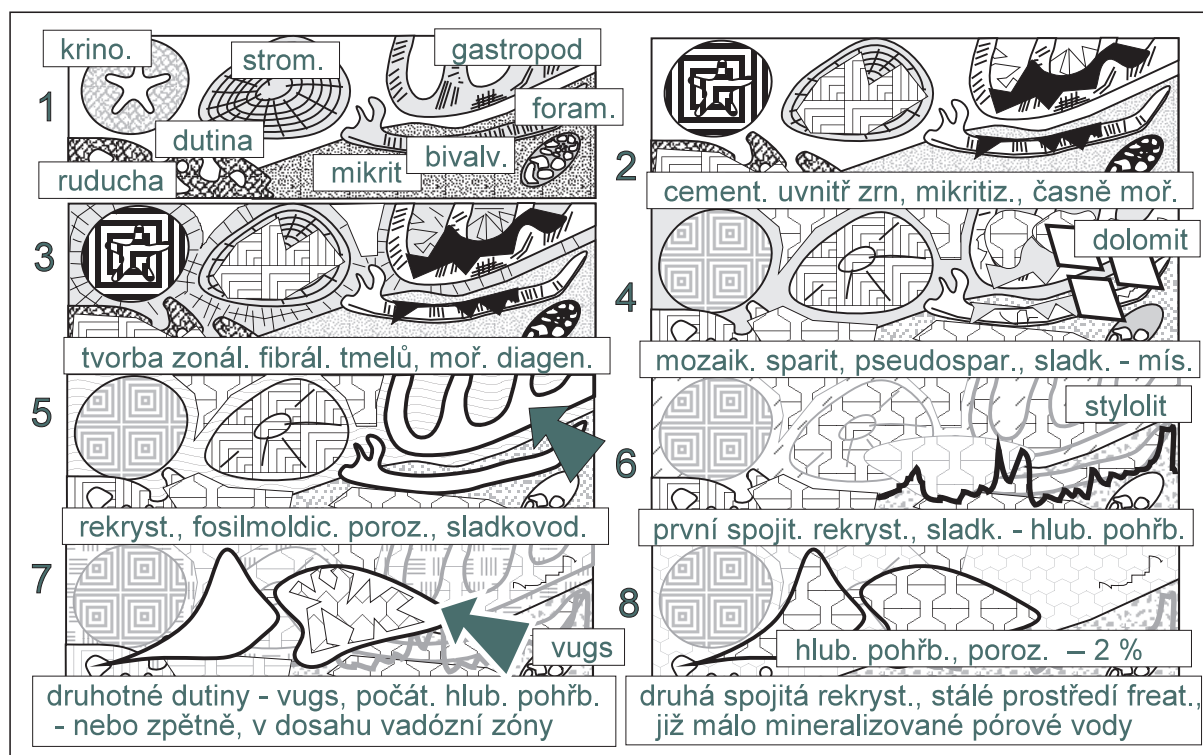
**Smíšená zóna:** Na styku čočky sladké freatické vody a okolní mořské pórové vody dochází k mísení a pulzaci rozmezí obou typů vod. Toto prostředí je velmi příznivé pro dolomitizaci.

**Vadózní zóna:** Tato zóna se nachází nad hladinou spodní vody, tedy zpravidla na ostrovech a jiných souších, v hloubkách pouze do n.1 ~ n.10 m. Póry jsou vyplněny vzduchem a při deštích vodou; typické jsou plyno-kapalné (bublinové nebo kapkové) pórové výplně.

**Zóna diageneze při hlubokém pohřbení sedimentu:** Může výjmečně začít fungovat už v hl. 1 km, zpravidla je umístěna až pod hl. 2,5 ~ 4 km. Pórové vody jsou zpočátku jsou silně mineralizované, s opakováním procesu lokálního rozpouštění a nedaleké krystalizace (vlivem nehomogenit horniny) dochází k vyrovnávání chemického a izotopového složení horniny a k jejímu postupnému utěšňování (snižování porozity). Mineralizace vod s časem a směrem do hloubky většinou klesá a vznikají vodám níže mineralizovaná rovnovážná fluida.

**Základní diagenetická posloupnost je:**

- (Da) přípovrchové diagenetické jevy velmi časného typu (resedimentace karbonátu, rozpouštění a krystalizace s ní spojená);
- (Db) střídání mělké mořské freatické diageneze s vadózní diagenézí (střídavé vynořování a ponořování karbonátových plošin a vrcholků rifů vlivem vzestupu a poklesu mořské hladiny);
- (Dc) diageneze v hlubší mořské freatické zóně, případně dočasné umístění



Obr. 10a Longmanovo schema diagenese, doplněné o spojitě rekrystalizace během pohřbení karbonátu.

- (Dd) v zóně sladkých a mísených vod; při dalším pohřbení nadložními sedimenty pak přechod do zóny hlubšího pohřbení, kde je hornina často ovlivněna
- (De) agresivními vysoce mineralizovanými vodami a nakonec
- (Df) stádium ustáleného složení níže mineralizovaných vod hlubšího prostředí (fluida blízko rovnováhy s pevnou fází).

Tato posloupnost odráží mírně oscilující transgresní režim, soustavné **překrývání novými sedimenty a postupné pohřbívání** těch starších do větších a větších hloubek.

Popsaná série Da — Db — Dc — Dd — De — Df bývá následována buď:

- 1) **přechodem do metamorfních podmínek** (při postupující orogenní frontě), nebo naopak
- 2) tzv. **zpětnou diagenetickou sekvencí**, která se uplatňuje při exhumaci spodních částí karbonátového komplexu (např. vyklenující se předpolí, nebo v již zaniklých nezralých riftových depresích, při poklesu hladiny vody).

Z hlediska projevů má **zpětná (naložená) posloupnost Df — (De) — Dd — (Dc) — Db** již zcela **jiné účinky**, protože po procesech cementace, kompakce a spojitě rekrystalizace karbonátu a po změnách v jeho minerálním složení se jedná již o materiál zcela jiných fyzikálních a chemických kvalit a nelze jej tedy jednoduše vrátit do stejné nehomogenní a pórzní podoby jako tomu bylo na počátku.

**Znaky diagenetických prostředí**, popsané podle svého nejčastějšího pořadí výskytu:

- a) Velmi časná diagenese se projevuje změnami uvnitř resedimentovaných a jinak alterovaných částic v karbonátu při povrchu sedimentu, zpravidla dochází ke **tmelení (cementaci) vnitřních pórů**.
- b) Na povrchu sedimentu až do hloubek prvních desítek metrů dochází k **obrůstání částic fibrálním mořským tmelem**.

- e) K vyplňování **mozaikovým sparitem** dochází až tehdy, když se hornina dostane do vod se sníženým obsahem rozpuštěných solí: buď klesne dále do větších hloubek, nebo se dostane do působení sladké ostrovní vody, která tvoří čoučkovitý akvifer (zvodeň) pod souší.
- d) Kolísající styk sladké a mořské pórové vody často umožňuje **dolomitizaci**.
- e) Dočasné změlčení (např. oscilace mořské hladiny) souvisí s **rozpuštěním aragonitových schránek** vadózní vodou, vznikají fosilmoldické dutiny. K tomuto rozpuštění dochází obvykle ca v **1 / 3 posloupnosti generací mozaikových sparitů**.
- f) **Intenzivní kompakce mikritem bohatých sedimentů** nastává v hloubkách několika set metrů pod povrchem a níže. Rozpuštěný karbonát krystaluje do zbývajících pórů vrstev s většími částicemi nebo je odnášen z tělesa ven.
- g) Při dalším pohřbení do hl. ca 2,5 km a níže dochází ke vzniku **velkých stylolitů**.
- h) **Karbonát prodělává první procesy spojitě rekrystalizace a vyrovnání chemických a krystalových nehomogenit.**
- ch) Při dalším poklesu se karbonát může dostat do styku s **agresivní frontou buď naftových nebo hydrotermálních vod**. Ty louží dutiny — **vugs** — tvarově poplatné krystalovým nehomogenitám (ne již fosiliím nebo litoklastům, jako fosilmoldické dutiny).
- i) **Hrubší, hnízdová rekrystalizace a přítomnost barokního dolomitu** je obvykle vázána na nápor teplých metamorfních a juvenilních-vulkanických vod a par (100–200°C) nebo souvisí s teplejšími naftovými vodami.
- j) Po pohřbení pod dosah agresivních vod a po ustálení jejich složení se dostavuje **druhá fáze spojitě rekrystalizace**. Ta bývá spojená s jemným prokrystalováním horniny, dosažené teploty bývají mezi 200–350°C (srov. obr. 10a — 10b).

U karbonátů existuje **mnoho variací diagenetických přeměn**. M.W. Longman srovnával spletnost potenciálních diagenetických sekvencí propleteností arabské mozaiky (motto jeho proslulého karbonátového kurzu z r. 1981).

Z hlediska praktického užití (akvifery, pasti na naftu a plyn) je zajímavá **velikost porozity a její typy** (obr. 10c). Zatímco u čerstvého karbonátového sedimentu je porozita mezi 60–40%, během diagenese rychle klesá až na ca 2% a méně při hlubším pohřbení. **Objem porozity je stejně zajímavý jako její geometrie** — protože ta je jedním z parametrů buď prostupnosti horniny nebo jejich nádržních (kolektorových) vlastností. Např. mohou existovat kanálkové a puklinové porozity s velkým průtokem, ale mohou existovat i velké kavernové porozity, které jsou individualizované a propojené pouze vlasovými švy s velmi pomalu migrujícími fluidy.

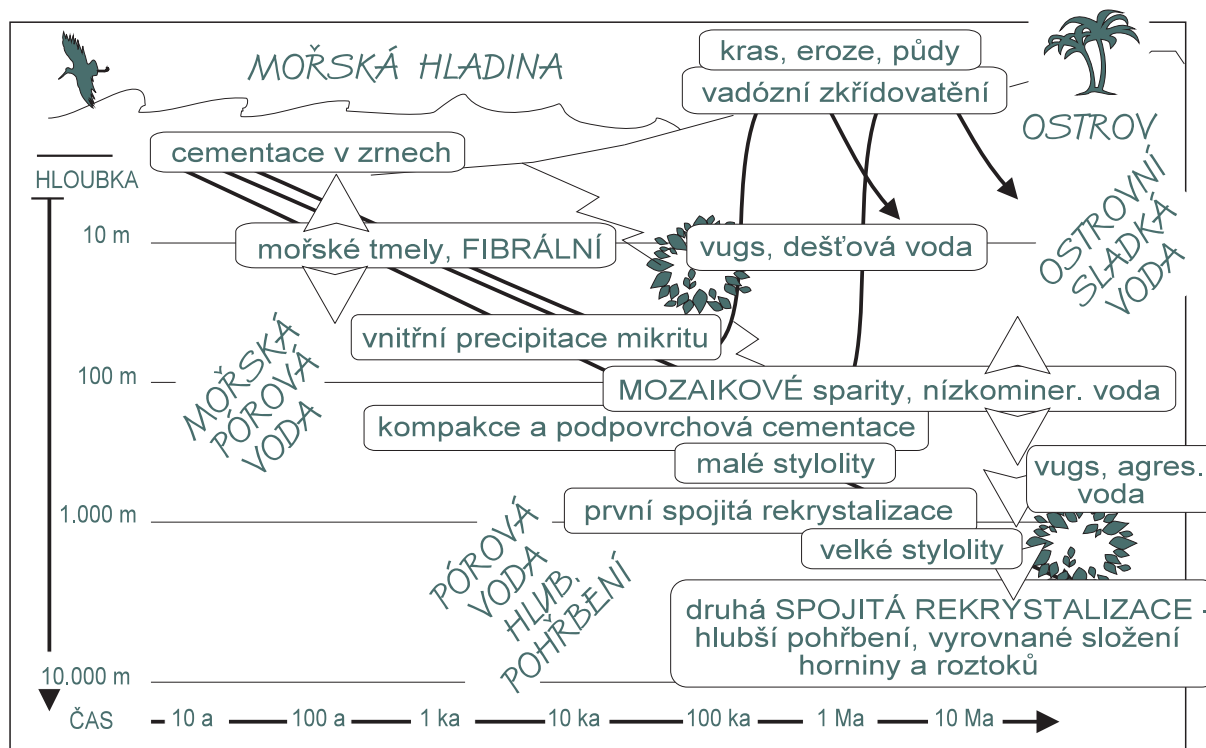
## 10.2 Metamorfóza v orogénu

V zóně hlubšího pohřbení v rámci většího sedimentárního celku, např. na oddalujících se kontinentálních březích pánve divergentního deskového rozhraní, dochází ke kumulování sedimentárních mocností. Současně poněkud klesá geotermální gradient (vzdalování se od riftu). Postupně se vyvíjejí konečné znaky diagenese hlubokého pohřbení, kdy při vysokém hydrostatickém tlaku hornin dochází k utěšňování hornin a ke stabilizaci systému hornina – pórové fluidum.

Ke změně chování karbonátového tělesa ovšem dojde tehdy, když se karbonát dostane do metamorfních podmínek při kompresi a stříhu. Zde přeměny prvně inicializují dva faktory:

- a) **stres** (= orientovaný tlak), a
- b) **nová nehomogenizace** horniny vlivem selektivnosti střížné deformace; závislé, co do svého umístění, na starších, ač značně snížených nehomogenitách.

První faktor způsobuje **krystalové defekty**, např. skluzy, rotace, apozice, které ve svém důsledku, za přítomnosti fluid, nesmírně oživují proces rozpouštění a krystalizace.



**Obr. 10b** Schematické umístění diagenetických jevů při postupném pohřbívání sedimentu a případném výzdvihu po ca  $n \times 10$  ka, anebo  $n \times 1$  Ma.

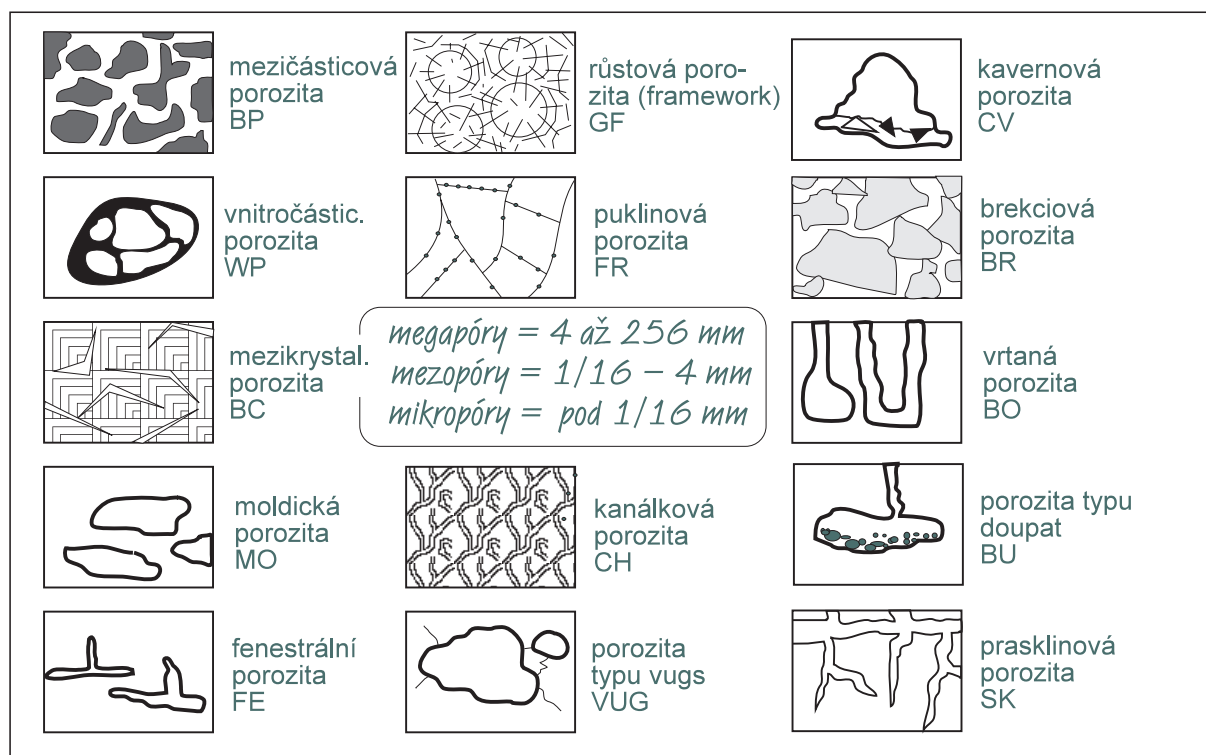
Druhý faktor umožňuje rozrušení průchodu fluid po střížných plochách a zlomech, tedy ideální podmínku pro oživení minerálních změn v karbonátu.

V podmínkách metamorfního stříhu dochází též k pomalému plastickému „tečení“ karbonátu — vytvářejí se izoklinální vrásy. Komponenty cm až m rádu jsou plaménkovitě vytahovány do délky nebo budinovány. Celé těleso se nakonec zformuje do tvaru široké čočky (megabudiny). Plasticky deformované karbonátové těleso má značnou ztrátu karbonátu, který opouští těleso s hydrotermální frontou postupující do ostatních nebo výše ležících sedimentů s křehkou deformací. Zde může krystalovat v rozevřených puklinách. Po zformování této megabudiny se již plastická deformace i únik karbonátu značně snižují. Několikrát opakované vytahování „plamének“ až lamin a opakovaný stříh a rekrystalizace vyvolává nové utěsnění a spojitě překrystalování horniny.

K další metamorfóze karbonátu dochází zpravidla až při přechodu do teplot nad  $400^\circ\text{C}$  a tlaků  $0,5$  GPa, kdy za dostatku metamorfních fluid je mezikrystalová porozita dostatečně natlakována k započítí hrubé rekrystalizace — vyvážení systému kalcit-dolomit, podle složení vod a teploty. Vznikají vysoce metamorfované karbonátové mramory, hrubě krystalické horniny. Silikáty jsou též hrubě vykrytalovány, a to na úkor předešlých drobných krystalků a agregátových inkluzí v karbonátu. Neumístitelné přebytky železa vůči karbonátům a silikátům přecházejí do metamorfních krystalů magnetitu.

Zajímavé jsou retrográdní metamorfní změny karbonátových těles: Při exhumačním výstupu dochází při stříhu a za nedostatku fluid k analogii mylonitizace u silikátových hornin — vzniká tzv. tektonomikritová brekie. Při dosažení hloubek ca  $7 \sim 3$  km a dostatku fluid dochází zpravidla k degradační rekrystalizaci, dedolomitizaci, k rozpadu amfibolů a přeměně magnetitu na limonit. Při pokračování do ještě mělčích hloubek je časté rozpukání velkými trhlinami a vznik brekciových pruhů. Jemné degradační spojitě krystalizace naložené při tomto retrográdním procesu obsahují často sférické trhliny (podobného tvaru jako v perlitu nebo polymerujících umělých hmotách, koule v kouli, nebo protínající se kulové plochy různých velikostí).





**Ob. 10c** Klasifikace porozity podle Choquette-Praye a Longmana; diageneticky závislá a technologicky významná charakteristika karbonátových hornin.

### 10.3 Zvětrávání

Zvětrávání za aridních podmínek není účinné. Vznikají krusty na povrchu karbonátu. Mnohé pouštní karbonátové laky jsou černé, s obsahem zejména Si, P, K, Al, Fe, Mn a na mořském pobřeží i kerogenu a síry. Šedohnědé laky polopuští obsahují zejména Si, Mg, Fe, K a Al. V podpovrchových vrstvách vznikají zonální silikátové konkrce anebo mikrogeody.

Účinným procesem je krasovění nebo vznik geologických varhan. Obojí vyžaduje **humidní klima**. Rozpouštěné vápence vytvářejí železité půdy a rezidua (terra rossa, lateritické půdy). V těchto reziduích jsou časté zbytky krystalů nebo dobře a monoliticky prokrytalovaných fosílií (např. ostny ježovky).

Ve vadózní zóně pod terasami, říčními nivami a pralesními jezery dochází často k „**druhotnému zřidování karbonátu**“ — vzniku drobných krystalových individuí v téměř celém objemu kapsy prosáklé v mezikystalových spárách vodou s huminovými kyselinami, organikou a bakteriemi.

Nezřídka tyto procesy vedou i k mobilizaci jílových minerálů — ty mohou nahrazovat karbonáty. Výsledná hornina potom vypadá jako krupice, kterou je možno rozetřít mezi prsty nebo snadno odrýpnout.

## 11. DOPLŇUJÍCÍ SLOVNÍK TERMÍNŮ

---

### A

- ABRAZNÍ PLOŠINA** — pobřežní plošina vzniklá abrazí při ústupu klifu (tj. v našem případě skalisek mrtvého vynořeného rifu). Je vytvářena příbojem, bývá holá nebo pokrytá valouny. Pod klifem je usazeninová pláž, na pobřeží je příbojová halda, zarovnaná na povrchu.
- ALKRUSTA** — hliníkem bohatá krusta, vytvářející se z reziduálních vápencových zvětralin v podmínkách lateritického zvětrávání. Je suchozemským produktem.
- ALOCHEMY** — souborný folkovský název pro různé sedimentární částice karbonátu pískové až šterkové velikosti (nikoliv krystaly).
- AMALGAMACE VRSTEV** — vytvoření mocné lavice karbonátového pískovce, typu grainstone, vymytím písku za bouře z vrstev na mořském dně. V uložené mocné vrstvě písku je špatně viditelné zvrstvení. K amalgamací dochází promísením sedimentu při odvodnění mocné vrstvy. Bývá vyvinuta i u mocných pískových turbiditů.
- ANTIDUNY** — elevace tvaru dun tvořené v rychlém soustavném proudu. Stěhují se proti proudu a ukládané šikmé laminy jsou ukloněny proti proudu. Odlišná stavba od většiny čeřin a dun, kde šikmé výběhové sety jsou ukládány „v závětrí“.
- ATOL** — prstencovitý rif vznikající ponořením ostrova. Vzniká rozrůstáním původního korálového lemu ostrova směrem nahoru a do stran (Darwinův model). Jiné atoly vytvořily svoji prstencovitou strukturu na hranách krasově zvětralých útesových plošin.

### B

- BARIÉRA** — útesovou bariérou se rozumí pásmo rifů vytvořené směrem do pánve, před samotnou karbonátovou plošinou, od níž je oddělena hlubokou lagunou, nebo meziútesovou pánví.
- BAROKNÍ DOLOMIT** — větší zonální krystaly dolomitu, které mají vypuklé stěny krystalu. Indikuje hydrotermální diagenézi.
- BARY** — hráze, pískové valy na mělčinách.
- BEACH ROCK** — [bílá rock], plážová kalcikrusta vznikající při vynoření příbřežních karbonátových sedimentů s bioklasty. Časté jsou loužené dutinky a sintry (bublinkovitý vzhled, zákaly v hornině).
- BENTOS** — nemyslí se přímo dno, ale organismy, které mořské dno obývají. Rozdělují se na přisedlé (sesilní) a pohyblivé (vagilní).
- BIOHERMA** — obecný název pro naduřující těleso vápence tvořené útesotvornými organismy rostoucími na tomto místě.
- BIOSTROMA** — obecný název pro ploché těleso vápence s početnými útesotvornými organismy rostoucími na tomto místě.
- BIOTURBACE** — dodatečné rozrušování, přehrabávání a provrtávání sedimentu organismy.
- BRYOMOL** — zkratka používaná pro facie typu grainstone / rudstone, které se skládají zejména z úlomků mechovek a měkkýšů.

### C

- CCD** [sí-sí-dí] — carbonate compensation depth, neboli karbonátová kompenzační hloubka. Zvlněná hloubková úroveň, dnes obvykle mezi 3 ~ 5 km hloubky oceánu, pod kterou se stává kalcit nestabilní, není možná jeho produkce nebo uchování jemných částiček karbonátu. CCD bývá také poeticky nazývána „sněžná čára“: temena podmořských hor v menších hloubkách, mající pokryv vápnitých kalů, vypadají na podmořských fotografiích jako zasněžené čepičky

hor. CCD se mění podle parametrů vodního prostředí a podle složení a množství planktonních karbonátových schránek.

**CEMENTACE** — jiný výraz pro tmelení, převzatý z angličtiny a hodně používaný.

**COQUINA** [kokina] — výraz pro masové nahromadění schránek, zejména tehdy, když patří jednomu druhu organismů.

**ČERINY** — drobné, opakující se hřbítkovité elevace vznikající na písčitém a bahnitěm dně účinkem vlnění nebo proudu. Existuje jich celá řada genetických typů.

## D

**DISMIKRIT** — mikrit s drobnými rekrystalizačními hnízdy, kde již vznikl sparit. Název pro primárně, ale spíše druhotně nejednotnou mikritovou horninu.

**DOLOSTONE** [dolostoun], dolomitovec — hornina s větším množstvím dolomitu. Velmi obecný výraz.

**DOLOSPARIT** — termín pro hrubě krystalované dolomity, bez bližší genetické specifikace.

**DOUPATA** — dutiny vytvořené organismy k jejich přebývání.

## E

**EMBRYONÁLNÍ** — embryonální rify nebo kupy. Malé, počáteční struktury, vyvinuté v náznacích.

**ENDOLITICKÉ** — organismy, bakterie, sinice, rozsivky, houby, červi, mlži. Vyleptávají a někdy i zčásti mechanicky vybrušují dutiny ve vápenci. Získávají tak doupata, nebo vyhledávají stinné podmínky.

**ESTUÁRIA** — ústí řek na plochem klesajícím pobřeží, kde se pomalý tok do moře obrací při přílivu dočasně na tok zpět. Do stran se estuária rozvíjejí v jezírka a tůňky propojené částečně s mořem. Mají proměnlivou salinitu, podle toho jakou vodou jsou zaplavovány. V podmínkách plochých vápencových pobřeží mohou mít s mořem spojení zatopenými kavernovými trativody.

**EUTROFIZACE** — proces jehož příčinou je zvýšený obsah dusičnanů, fosfátů (živin) ve vodách. Dochází ke zvýšení primární produkce (přemnožení zelených řas a fotosyntetizujících prvoků). Nadbytek organiky z odumírající organické suspenze, rozkládané nekrofégy a detritofágy, snižuje obsah kyslíku. Následný stav je anaerobní bakteriální rozklad (hnití).

## F

**FENESTRÁLNÍ** — fenestrální, okénková textura. Souborný název pro všechny dutiny vyplněné sparitem.

**FERIKRUSTA** — železitá krusta vytvořená při zvětrávání na povrchu karbonátu.

**FEROLITY** — železem obohacené klasty, kortoidy, ooidy, atd.

**FORALGAL, FORAMOL** — zkratky používané u facií typu grainstone složených hlavně z úlomků foraminifer-řas a foraminifer-měkkýšů.

**FOTICKÁ ZÓNA** — zóna dosahu světla, bujení řas závislých na světle a koloniových korálů a stromatopor s intenzivním růstem, jež mají ve svých tkáních také řasy a to jako symbionty.

## G

**GEOPETÁLNÍ** — geopetální výplň je tvořena vnitřním sedimentem, když částice vniklé do dutiny nebo krystalky vysrážené a částice vytvořené přímo v této dutině se ukládají na její dno. Gravitační uspořádání převládá nad adhezí nebo přirůstáním ke stěnám. Geopetální výplně indikují vertikálu v průběhu sedimentace anebo diagenese.

- GLAUKONIT** — jílový minerál ze skupiny dioktaedrických slíd, blízký seladonitu. Obsahuje mnoho K, Al, Fe. Mívá zelenou nebo medově nahnědlou barvu. Ve vápencích se objevuje často v souvislosti s transgresí, skalními dny a mírně redukčními podmínkami při diagenézi.
- GRADACE** — většinou se myslí gradace (odstupňování) ve velikosti zrna. Jako normální (pozitivní) se překvapivě označuje ta gradace, kde velikost zrna postupně klesá ve vrstvě směrem nahoru. U inverzní (negativní) gradace naopak rozměr zrn narůstá v tomtéž směru.
- GREIGIT** — thiospinelový minerál, sirič Fe z linnéitové řady. Ultrajemné krystaly s náznaky oktaedrických ploch. Významný nositel magnetických vlastností karbonátových hornin; spolu s původně vnitrobuněčným bakteriálním magnetitem.

## H

- HALMYROLÝZA** — podmořské zvětrávání jemně úlomkovitého sedimentárního, zejména tuftického materiálu, který je rozprostřen v tenké vrstvičce na mořském dně a vystaven dlouho účinkům mořské vody.
- HARDGROUND** — skalní dno. Zpevněný karbonátový povrch. Bývá erodován, nebo porůstán organismy.
- HLÍZNATÝ VÁPENEC** — vápenec který obsahuje zpravidla dost mikritu, poněkud zvýšenou jílovou příměs a v němž se vytvořily některým z možných způsobů hlízy (obvykle diagenetickým rozpouštěním). Jde o velkou, dosti umělou skupinu vápenců z hlubšího moře, ale i z mělkovodí.

## CH

- CHONDRITI** — prožerky a doupata organismů, rourkovité a tlusté jako prst, mající tvar obráceného deštníku nebo rozvětvené antény. Masově pronikají vápencový turbidit nebo tempestit. Jsou charakteristickou složkou ichnospolečenstev v turbiditech z jemného vápencového kalu a detritu. Sloužily jako podpovrchové komory pro pěstování metanových bakterií — první složky potravinového řetězce.

## I

- ICHNOFOSÍLIE** — stopy po činnosti nebo pohybu organismů (doupata, prožerky, naleptání podkladu, stopy po lezení).
- IMBRIKACE** — imbrikace klastů, valounů. Doškovité uspořádání protažených valounů se sklonem jejich největších plošek na jednu stranu, v naprosté většině proti proudu.
- INFAUNA** — fauna žijící většinou nebo zčásti pod povrchem sedimentu.

## K

- KALCIKRUSTA** — caliche [kališ]. Suchozemské pedogenní procesy na sedimentech. Častější než povlaky jsou hrudkovité sběrné krystalizace a konkrece v určité vzdálenosti pod povrchem.
- KALCISILTIT** — jemný prach tvořený přímo mikrofosíliemi nebo jejich úlomečky. Uvádí se jako standardní mikrofacie SMF 2, ale může vznikat i jinak.
- KARBONÁTOVÁ PLOŠINA** — 'carbonate platform', je rozsáhlejší plochý povrch v blízkosti mořské hladiny obsahující různé typy karbonátových sedimentů (od několika set metrů do několika set kilometrů). Utopená plošina pokrytá pelagickými sedimenty je označována jako karbonátové plató, 'carbonate plateau'.
- KEROGEN** — vyzrálá, zbytková část organické hmoty. Má rohovitý vzhled a nebývá rozpustná v organických rozpouštědlech.
- KLIVÁŽ** — cleavage [klívidž], puklinatost, odlučnost. Je sice termínem deformačním a nikoliv faciálním, ale je třeba se o ní zmínit. Střih na jemných, paralelních puklinkách, vyvolává i rotaci částic horniny (např. i protažení korálů), ale ne silné překrystalování horniny (to by

již byla metamorfní břidličnatost a foliace). Pozor také na roje dlouhých paralelních puklin. Ty i kliváž byly mnohokrát mylně považovány za vrstvy.

**KOHOUTOVY PROUDY** — podmořské prameny sladkých vod v horní části předútesového svahu. Přebytek ze sladkovodních ostrovních aquiferů. Hnací mechanismus je termální nebo spojený s artézským (spojené nádoby).

**KRYPTALGÁLNÍ** — kryptalgální struktura vzniká krystalizací drobných krystalů karbonátu činností sinic v sedimentu nebo v silné řasové rohoži, což je důsledek denních změn v odnímání CO<sub>2</sub> z vody. Jedná se o případ, kdy se shluky fosilních sinic nedochovaly nebo jsou dochovány pouze ve zbytcích. V kryptalgální struktuře bývají přítomny vyklíňující vázané vrstvičky. Často tvoří slupkovité obaly na korálech.

## L

**LAMINIT** — negenetický název pro horninu složenou z lamin sedimentu. Laminy vznikají pomalou sedimentací s oscilující intenzitou ze suspenze, nebo ukládáním z proudu. Metamorfní laminace vzniká extrémním vytažením původně nehomogenních izometrických objektů podél ploch foliace.

**LOFERIT** — dolomitická, jemně kalová hornina, někdy s peletami, téměř vždy s lehce svráštělým horizontálním zvrstvením a drobnými fenestrálními texturami. Velmi mělkovodní sediment.

## M

**MANGROVE** — obecně porosty na plochem zaplaveném nebo periodicky zaplavovaném pobřeží, kde rostliny vytvářejí vzdušné kořeny. Tento typ příbřežních plošin s bahnitým dnem protkaným kořeny se vyskytuje již od paleozoika, ačkoliv vlastní mangrove vznikly později.

**MARŠE** — velmi příbřežní prostředí (bažiny), se suchozemskými a vodními rostlinami různého typu.

**MASENKALK** — šedý masivní útesový vápenec v širším slova smyslu. V Moravském krasu je synonymem tohoto výrazu vilémovický vápenec v litologickém, ne stratigrafickém slova smyslu.

**MATRIX** — základní hmota. V případě vápenců je to zpravidla kalový nebo detritický sediment, máme-li např. velké korály plovoucí v karbonátovém písku až štěrku, pak se může pojem matrix týkat i tohoto hrubého materiálu. Je to pojem týkající se relativní dimenze částic nebo krystalů.

**MIKROSPARIT** — nejjemnější krystalická velikost sparitu. Zpravidla je očekáván vznik překrystalováním mikritu.

**MIKROSTYLOLITY** — jemná síťovina rozpouštěcích švů rozvětvená v silně rozpouštěném, zpravidla mikritickém karbonátu.

**MRTVÝ POVRCH RIFU** — povrch karbonátového tělesa se skalními dny, štěrky nebo písky, takřka bez osídlení přisedlými organismy. Následek tsunami, vymoření, změn ve složení vody, nebo i extrémního zásahu nákazy nebo dravců požírajících korály. Nebývá na rifech řídkým jevem.

## N

**NANOMIKRIT** — velmi jemné částice karbonátů. V některých případech to bývají velmi jemná biomorfní tělíška z planktonu, v křídě kokolitů.

**NÁRŮSTY KARBONÁTOVÉ** — český termín pro buildups, aktivně rostoucí nahromaděny karbonátového materiálu. Obecný termín srovnatelný s rify v jejich nejšířším slova smyslu.

**NEKTO-BENTÓZNÍ** — organizmy, které dosedají občas na dno, nebo na něm hledají potravu, ale jinak plovou nad ním.

**NEOMORFISMUS** — neomorfní sparit, který překrystalovává na místě starší struktury a dává hornině odlišnou strukturu.

## O

**OCHOZY** — zpravidla ponořené abrazní plošiny, někdy též nazývané terasy.

**OLISTOSTRÓMY** — olistolity a olistostrómy jsou obřími bloky sklouzávajících do pánve. Mohou být osamocené nebo v sériích.

**OSYPY** — podmořské sutě, zpravidla pod svahem rifu.

## P

**PELAGOS** — nemyslí se obvykle přímo širokomořské prostory, ale soubor organismů obývajících toto prostředí.

**PLANKTON** — soubor drobných organismů vznášejících se v přìpovrchových vrstvách moře, bohatá společenstva mají zejména větší mořské prostory.

**PLATFORMA** — v pojetí karbonátových facií plošina s karbonátovými písky, bahnem, nebo porostlá korálovou faunou. Má kontakt s mořskou hladinou. Odlišovány jsou speciální karbonátové plošiny, buď hlubokomořské, nebo na temeni plochých elevací izolovaných v širokém moři a rozprostírajících se v hloubce na spodní hranici fotické zóny.

**PSEUDOSPARIIT** — jiný výraz pro neomorfní sparit, tedy sparit pozdější, nikoli primárně vykrytalovaný v dutinách.

**PYKNOKLINA** — rozhraní různě hustých vrstev stratifikovaného stagnujícího oceánu. Má vliv na šíření vnitřního vlnění v mořích, na šíření zvuku, na odštěpování horizontálních apofýz turbiditních proudů sestupujících podél kontinentálního svahu.

## R

**RAMPA** — karbonátová rampa. Ukloněný, plochý karbonátový povrch, který se mírně svažuje směrem do pánve. Rozlišuje se mělká příbřežní (proximální) a hlubší (distální) část rampy.

**RIF** — vývoj názvu má stejné nesnáze jako český termín útes, který znamenal (a znamená), jakékoliv skalisko, zpravidla nebezpečné pro náš pohyb, tedy totéž. Nejlepší definice rifu, vzhledem k tématu, je: Aktivně rostoucí těleso s organismy, schopné odolávat vlnění. Pojem má výhodu, že je mezinárodně srozumitelný. Dualita názvosloví rif-útes existuje v české literatuře již 50 let. Lépe zní rifogenní než útesogenní, ale naopak lépe zní předútes než předrif.

**RIFOVÁ AKRECE** — přirůstání karbonátového tělesa na jeho živém nebo sedimentačním povrchu. Je výsledkem procesů produkce karbonátu, bioeroze a rozpouštění, sedimentace a časné diagenese.

**RIFOVÁ PLOŠINA** — 'reef flat', je plochá část rifu v blízkosti hladiny.

**REZIDUÁLNÍ SEDIMENT** — nejstálejší komponenty sedimentu, které zůstávají na místě i po zvětrání matečné horniny.

**REZIDUM** — reziduum po rozpouštění na stylolitech nebo mikrostylolitech, nebo reziduum po vymytí jemnějších částic bouřkou nebo proudem.

**RYTMY**— název pro nepravidelné cykly, nebo neurčité periodicity.

## S

**SEBCHA** — sebka, příbřežní nebo vnitrozemské, velmi ploché sníženiny, v aridním nebo semiaridním klimatu. Jsou zaplavovány vodou jen velmi vzácně. Typické je silné odpařování, přítomnost evaporitů, rozpraskaných laminovaných bahen, solných výkvětů.

**SILICITY** — horniny tvořené z větší části jemně krystalickým křemenem. Často křemen metasomaticky nahrazuje karbonát nebo jílové minerály.

**SILKRUSTA** — křemenná zvětrávací krusta, vzniklá v podmínkách souše.

**SKALENOEDR** — ditrigonální skalenoedr, hojný tvar kalcitu v tzv. psích zubech (typ horninového tmelu, často na okrajích neuzavřených dutin v karbonátu). Špičatý krystal tvoří 12 trojúhelníkových ploch (obecných, skalénů), vždy dvě jsou nad plochou myšleného prvořadého klence. Může být vyšší a nižší.

**SKELETÁLNÍ VÁPENCE** — vápence tvořené především viditelnými kostřičkami nebo schránkami organismů, případně hojnou drtí viditelných kostřiček organismů.

**STYLOLITY** — švy rozpouštění. Vznikají na styku velkých klastů a na vrstevních spárách, někdy i na sevřených puklinách. Typické je jejich zazubení (tvar zubatě oscilující křivky) a ztráta objemu sedimentu v místě švu (například zmizení 1 / 2 fosílie).

**SUTURY** — neboli švy, u karbonátových hornin představují širší pojem pro horninové stylolity, prostupující fluidní filmy v krystalové pevné fázi, a další podobné jevy.

## Š

**ŠELF** — mělkovodí blízké pobřeží. Odvozeno od anglického shelf (police). Dnešní šelfy obklopují kontinenty skutečně jako police dosahující hloubek asi 200 m. Průměrný sklon je pouze 0.1°, kontinentálního svahu 5°. Šelfy jsou tvořeny klastickými nebo karbonátovými klíny (viz profil základní sekvencí). Existence šelfů je typická pro vysoké stavy světové hladiny moří.

## T

**TAFONOMIE** — nauka o uspořádání a dochování organismů pohřbených do sedimentu.

**TANATOCENÓZA** — podobně jako nekrocenóza, seskupení nebo společenstvo mrtvých těl a tělesných zbytků. Zdůrazňuje se proto, že mnohdy vykazuje podstatné změny složení oproti původnímu složení živých organismů na rifu, vlivem bioeroze, rozpouštění a resedimentace. Nakupení fosilních skeletálních zbytků přímo indikuje pouze zlomek z celé původně přítomné bioty (s měkkým tělem).

**TROMBOLIT** — úlomkovitá karbonátová hornina jemně a řídko protkaná vlákny řas. Ta jsou obalená rourkami cementačních krust, což celou porézni horninu zpevňuje.

**TSUNAMI** — dlouhé mořské vlny (do 200 km) mimořádně ničivého účinku. Rychlosti do 950 km / h, výšky až několik desítek metrů (ojediněle až 600 m). Vznikají při prudkých pohybech pod mořem (zemětřesením, obřími sesuvy, podmořskou sopečnou činností).

## U

**ÚTES** — vývoj názvu má stejné nesnáze jako anglický termín. Staroanglický riff, i pozdější reef, znamenal jakékoliv skalisko. Název je často spojován s korálovým útesem nebo i sedimenty v jeho okolí, byl definován v (nebezpečně !) mnoha různých šířích a významech. Složení živého povrchu útesu většinou kontrastuje s horninami v jeho podloží (procesy před akrecí). Nejlepší definice útesu v tomto smyslu: Aktivně rostoucí těleso s organizmy, schopné odolávat vlnění.

## V

**VĚŽOVÉ ÚTESY** — pinnacle reefs, vznikají ze skvrnových útesů (patchreefs) při rychlejším utápění plošiny, nebo při nemožnosti expandovat do stran (např. díky pohyblivým oolitovým pískům).

**VÝČASOVÉ PROUDY** — proudy vyvolávané slapovým dmutím, postupem přílivové vodní masy na mělčiny a jejím opětovným ústupem.

**Z**

**ZEBRA** — zebrové typy karbonátového sedimentu jsou užívány ve spojitosti s bloky, jejichž vrstvičky se při skluzové deformaci štěrbinovitě otevírají a jsou vyplňovány sparitem.

Zebrové typy uspořádání lagunárních bioherem — opakující se pruhy skvrnových útesů a hřbetů v laguně. Vznikají buď jako následek reliéfu pískových valů nebo jako důsledek interferenčního zhušťování a zředování suspenze za výspou tvaru kosy.

**ZRALOST** — jako stádium zvětrávací vyzrálosti siliciklastické příměsi v karbonátu. Charakterizuje se sníženým množstvím alkálií oproti hliníku, větším relativním množstvím křemenných zrn a stabilních těžkých minerálů. Uvádí se však i jiná zralost (maturity), a to jako vyzrálost rifového stádia. Například: Nejméně zralými sedimenty jsou tmavě zbarvené facie s pionýrskou bentózní faunou, světlé facie s korály jsou naopak označovány za nejvyzrálejší.



## 12. ODKAZY NA DALŠÍ ZDROJE INFORMACE

---

### **Literatura:**

- Adey, W.H., 1978. Coral Reef Morphogenesis: A Multidimensional Model. New data from coring and carbon-14 dating provide keys for unraveling some classical enigmas. — *Science*, vol. 202, November, 831–837. Washington.
- Awwiller, D.N., 1993. Illite / smectite formation and potassium mass transfer during burial diagenesis of mudrocks: a study from the Texas Gulf Coast Paleocene-Eocene. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 3: 501–512. Lawrence.
- Bain, R.J. — Foos, A.M., 1993. Carbonate Microfabrics Related to Subaerial Exposure and Paleosoil Formation. — In: R. Rezak — D.L. Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology*, 19–27. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Bathurst, R.G.C., 1991. Pressure-Dissolution and Limestone Bedding: the Influence of Stratified Cementation. — In: G. Einsele — W. Ricken — A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, 450–463. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Bennett, R.H. — Fischer, K.M. — Lavoie, D.L. — Bryant, W.R. — Rezak, R., 1989. Porometry and fabric of marine clay and carbonate sediments: determinants of permeability. — *Marine Geology*, 89: 127–152. Amsterdam.
- Bless, M.J.M. — Dusar, M. — Felder, P.J. — Swennen, R., 1993. Lithology and biostratigraphy of Upper Cretaceous — Paleocene carbonates in the Molenbeersel borehole (NE Belgium). — *Geologie an Mijnbouw*, 71: 239–257, Kluwer Acad. Publ., Haarlem.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. — Elsevier Publ. House. Amsterdam.
- Brachert, T.C. — Dullo, W.-Ch., 1991. Laminar micrite crusts and associated foreslope processes, Red Sea. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(3): 354–363. Lawrence.
- Brand, U., 1989. Global climatic changes during the Devonian — Mississippian: Stable isotope biogeochemistry of brachiopods. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 75, 311–329.
- Brand, U. — Veizer, J., 1981. Chemical Diagenesis of a Multicomponent Carbonate System, v. 2, Stable Isotopes. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987–997. Lawrence.
- Buczynski, Ch. — Chafetz, H.S., 1993. Habit of Bacterially Induced Precipitates of Calcium Carbonate: Examples from Laboratory Experiments and Recent Sediments. — In: R. Rezak — D.L. Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology*, 105–116. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Carmichael, I.S.E. — Engster, M.P., 1987. Thermodynamic Modelling of Geological Materials: Minerals, Fluids and Melts. — *Reviews in Mineralogy*, 17: 499 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.
- Carney, C. — Boardman, M.R., 1993. Trends of Sedimentary Microfabrics of Ooid Tidal Channels and Deltas. — In: R. Rezak — D.L. Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology*, 29–39. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Carpenter, S.J. — Lohmann, K.C. — Holden, P. — Walter, L.M. — Huston, T.J. — Halliday, A.N., 1991.  $\delta^{18}\text{O}$  values,  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  and Sr / Mg ratios of Late Devonian abiogenic marine calcite:

- Implications for the composition of ancient sea-water. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, 1991–2010.
- Choquette, P. — Pray, L., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 54(2): 207–250. Tulsa.
- Cloething, S., 1994. *Sedimentary Basin Analysis and Basin Modelling. Short Course*, 245 str., Univerzita Karlova. Praha.
- Collinson, J.D. — Thompson, D.B., 1984. *Sedimentary Structures*. — George Allen & Unwin, 194 p. London.
- Dade, W.B. — Lister, J.R. — Huppert, H.E., 1994. Fine-Sediment Deposition from Gravity Surges on Uniform Slopes. — *Journal of Sedimentary Research*, vol. A64, No. 3, p. 423–432.
- Dorobek, S.L. — Smith, T.M. — Whitsitt, P.M., 1993. Microfabrics and Geochemistry of Meteorically Altered Dolomite in Devonian and Mississippian Carbonates, Montana and Idaho: In: R.Rezak & D.L.Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics*. — *Frontiers in Sedimentary Geology*, p. 205–225. Springer Verlag. N.Y. — Berlin — Heidelberg.
- Edwards, D.A., 1993. *Turbidity Currents: Dynamics, Deposits and Reversals*. — Springer-Verlag, *Lecture Notes in Earth Sciences*, v. 44, p. 1–173. Berlin, Heidelberg, New York.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. — Springer Verlag, 620 str., Berlin — New York — Heidelberg.
- Eliáš, M. — Eliášová, H., 1984. Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. — *Sborník geologických věd, Geologie*, 39: 105–170. Praha.
- Fenninger, A., 1991. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Mineralogy of the Shaly and Marly Interbeds. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 45: 53–60. Wien.
- Flügel, E., 1977. Untersuchungen über Beziehungen zwischen mikrofaziellen und technologischen Merkmalen steirischer Dachsteinkalke. — *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 38: 193–204. Graz.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*: 633 p. — Springer Verlag. N.Y. — Berlin — Heidelberg.
- Flügel, E., 1988. Faziell-stratigraphische Entwicklung im Paläozoikum von Belededik (Bagdadbahn-Profil), Südanatolien. — *Facies*, 18, 123–168. Erlangen.
- Flügel, E. — Flügel-Kahler, E. — Martin, J.,M. — Martin-Algarra, A., 1984. Middle Triassic Reefs from Southern Spain. — *Facies*, 11, 173–218. Erlangen.
- Flügel, E. — Herbig, H.-G., 1988. Mikrofazies karbonischer Kalkgerölle aus dem Paläozoikum des Rif (Marokko): Ein Beitrag zur Paläogeographie der westmediterranen Paläotethys im Karbon. — *Facies*, 19, 271–300. Erlangen.
- Folk, R.L., 1962. Spectral Subdivision of Limestone Types. — *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 1: 62–84. Tulsa.
- Folk, R.L., 1973. Carbonate Petrography in the Post-Sorbian Age. — In: *Evolving Concepts in Sedimentology*, 118–157. Baltimore.
- Friedmann, G.M. — Sanders, J.E., 1978. *Principles of Sedimentology*. — John Wiley and Sons, 792 p. N.Y. — Chichester — Brisbane — Toronto.
- Geister, J., 1994. Coral Reefs in the Past, Present and Future. — *Program and Abstracts, Second European Regional Meeting, International Society for Reef Studies*, 132 str., Luxembourg.
- Geister, J. — Herb, R. (eds.), 1984. *Géologie et paléocologie des récifs*. — *Sciences de la Terre*, Université de Bern, 465 str., Bern.

- Geldsetzer, H.H.J. — James, N.P. — Tebbutt, G.E., 1988. Reefs: Canada and Adjacent Areas. — Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 13: 775 str., Calgary.
- Gischler, E., 1992. Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. — Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 129: 193 str., Hannover.
- Glynn, P.W., 1984. Widespread coral mortality and the 1982-83 El Nio warming event. — Env. Conserv., 11(2): 133–146. Lausanne.
- Grimm, K.A., 1992. High-resolution imaging of laminated biosiliceous sediments and their paleogeographic significance (Quaternary, site 798, Oki Ridge, Japan Sea): In Pisciotto, K.A., Ingle, J.C.Jr., von Breymann, M.T., Barron, J. et al.. — Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 127-128, pt. 1, p. 540–558. Texas A & M Univ.
- Hiscott, R.N., 1994a. Traction-carpet stratification in turbidites — fact or fiction?. — Journal of Sedimentary Research, Lawrence, v. April 64, No. 2, p. 204–208.
- Hiscott, R.N., 1994b. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. — Journal of Sedimentary Research, Lawrence, v. A64, No. 2, p. 209–214.
- Hladil, J., 1986. Trends in Development and Cyclic Patterns of Middle and Upper Devonian Buildups. — Facies, 15: 1–34. Erlangen.
- Hladil, J., 1988. Petrogenetogramy (reliktní struktura) v karbonátových horninách. [Petrogenetograms (relic or herrited structures) of the carbonate rocks]. — Věstník Ústředního ústavu geologického, 63(4), 201–207. Praha.
- Hladil, J., 1994. Mikrofacie devonských vápenců na Moravě (Část I. — Klasifikační přístupy), [Microfacies of Devonian Limestones in Moravia (Part I. — Approaches in Classification)]. — Zemní Plyn Nafta, 38(4): 291–335. Hodonín.
- Hladil, J., 1994. Mikrofacie devonských vápenců na Moravě (Část II. — Přehled mikrofacií), [Microfacies of Devonian Limestones in Moravia (Part II. — Review of Discerned Microfacies)]. — Zemný Plyn Nafta, 39(1): 19–70. Hodonín-Gbely.
- Hladil, J. — Čejchan, P. — Beroušek, P., 1991. Orientation of the conical tests of tentaculites: internal waves in aqueous environment. — Časopis pro mineralogii a geologii, 36(2–3): 115–130. Praha.
- Hochella, M.F., Jr. — White, A.F. (eds.), 1990. Mineral — Water Interface Geochemistry. — Reviews in Mineralogy, 23: 603 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.
- Hoffmann, A. — Narkiewicz, M., 1977. Developmental pattern of Lower Paleozoic banks and reefs. — Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 5: 272–283. Stuttgart.
- Horowitz, A.S. — Potter, P.E., 1971. Introductory Petrography of Fossils. — Springer Verlag, 251 str., Berlin — New York — Heidelberg.
- Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. — Journal of the Geological Society, London, v. 133, 637–660.
- Hüssner, H.-M., 1994. Reefs, an elementary principle with many complex realizations. — Beringeria, Würzburger geowissenschaftliche Mittelungen, 11: 1–99. Würzburg.
- Illing, L.V., 1954. Bahaman calcareous sands. — Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 38(1): 1–95. Tulsa.
- James, N.P. — Mountjoy, E.W., 1983. Shelf-slope break in fossil carbonate platform: and overview. — In: The Shelfbreak: critical interface on continental margins. — Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 33: 189–206. Tulsa.
- Jansa, L.F. — Fischbuch, N.R., 1974. Evolution of a Middle and Upper Devonian sequence from a clastic coastal plain-deltaic complex into overlying carbonate reef complexes and banks, Sturgeon — Mitsue Area, Alberta. — Bulletin of Geological Survey of Canada, 234: 105 str. Ottawa.

- Klovan, J.E., 1974. Development of Western Canadian Devonian reefs and comparison with Holocene analogues. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 12: 1–100. Tulsa.
- Konta, J., 1972. Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. — Univerzita Karlova, Praha.
- Krebs, W., 1972. Facies and Development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). — *Geologische Rundschau*, 61: 647–671. Stuttgart.
- Krebs, W., 1974. Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. — *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 18*: 155–208. Stuttgart.
- Kreutzer, L.H., 1992. Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Osterreich / Italien) [Photo-Atlas of the Variscan carbonate rocks of Carnic Alps (Austria / Italy), in German]. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 47, 1–129. Wien.
- Kuenen, P.H., 1948. Turbidity currents of high density: International Geological Congress, Reports of the Eighteenth Session, Great Britain, v. 8, 44–52. London.
- Kukal, Z., 1964. Litologie barrandienských karbonátových souvrství. — *Sborník geologických věd, Geologie*, 6: 123–165. Praha.
- Kukal, Z., 1985. Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. — *Metodické příručky, Ústřední ústav geologický (Český geologický ústav)*, 2: 80 str. Praha.
- Kukal, Z., 1985. Základy sedimentologie. — *Academia*, 466 str. Praha.
- Kukal, Z., 1990. The Rate of Geological Processes. — *Academia*, 284 str. Praha.
- Kupecz, J.A. — Montanez, I.P. — Gao, G., 1993. Recrystallization of Dolomite with Time. — In: R. Rezak — D.L. Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology*, 187–194. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Langbein, R. & Meinel, G., 1985. Zur Petrologie des Thüringer Tentakuliten-knollenkalkes (Devon) [On the petrology of the Thuringian Tentaculites nodular limestone (Devonian), in German]. — *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, v. 10, p. 55–69. Halle-Wittenberg.
- Laporte, L.F., 1971. Reefs in Time and Space. — *Special Publication, Society of the Economic Paleontologists and Mineralogists*, 18: 256 str. Tulsa.
- Lecompte, M., 1970. Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. — *Geologica et Palaeontologica*, 831–837. Marburg.
- Leighton, M.W. — Pendexter, C., 1962. Carbonate Rock Types. — In: W.E. Hamm (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 1: 33–61. Tulsa.
- Longman, M.W., 1981. Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps. — *Education Course Note of the American Association of Petroleum Geologists*, 21: 159 str. Tulsa — Calgary.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. — *Special Publications, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 27: 75–82. Tulsa.
- Lowenstam, H.A. — Epstein, S. (1957): On the origin of the sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank. — *Journal of Geology*, 65: 364–375. Chicago.
- Nagle, J.S., 1967. Wave and current orientation of shells. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(4): 1124–1138. Tulsa.
- Mattes, B.W. — Mountjoy, E.W., 1980. Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildups, Jasper National Park, Alberta. — In: *Concepts and models of dolomitization. Special Publication, Society of the Economic Paleontologists and Mineralogists*, 28: 259–297. Lawrence.

- Matthesius, G. — Schneider, W. (1974): Statistische Untersuchungen für abhängige Beobachtungsmerkmale am Beispiel authigener Quarze. — *Geologische Rundschau*, 63(3): 1232–1248. Stuttgart.
- May, A., 1993. Sedimentologie und Verwitterungsbeständigkeit des Wellenkalks (Unterer Muschelkalk) von Osnabrück. — *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, 19: 35–56. Osnabrück.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotope chemistry of carbonates and paleotemperature scale. — *Journal of the Physical Chemistry*, v. 18, 849–857. New York.
- McKee, E.D., 1953. Report on studies of stratification in modern sediments and in laboratory experiments. — *Office of Naval Research Publications, Project Nour. 164(00), Nr. 081123*, 61 p. Washington.
- McKee, E.D., 1957. Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. — *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, No. 2, p. 129–134.
- Mišík, M., 1966. Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — *Nakladatelstvo Slovenskej Akadémie Vied. Bratislava*.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*. — Springer Verlag, 375 p. Berlin.
- Moreno-Eiris, E., 1987. Los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. — *Publicaciones especiales del boletín geológico y minero*, 98(1-4): 1–127. Madrid.
- Muchez, Ph. — Viaene, W. — Duser, M., 1992. Diagenetic control on secondary porosity in flood plain deposits: and example of the Lower Triassic of northwestern Belgium. — *Sedimentary Geology*, 78: 285–298. Amsterdam.
- Mullins, H.T. — Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. — *Sedimentary Geology*, 48: 37–79. Amsterdam.
- Mutti, E., 1992. *Turbidite Sandstones*. — Agip. Instituto di Geologia Università di Parma, Agip S.p.A., S. Donato Milanese, 275 str. Parma.
- Oekentorp, K., 1993. Frühdiagenese bei *Galaxea* und *Goniastrea* (Scleractinia) aus dem Jungpleistozän der südlichen Sinai-Halbinsel (Ägypten). — *Sonderveröffentlichungen, Geologisches Institut der Universität zu Köln*, 70 (Festschrift Ulrich Jux): 349–368. Köln.
- Pettijohn, F.J., 1957. *Sedimentary Rocks*. — Harper and brothers Co. New York.
- Piller, A. — Vogt, A. (eds.), 1993. Abstracts, First European Regional Meeting, International Society for Reef Studies, 90 str. Univ. of Vienna, Wien.
- Pirlet, H., 1965. Classification des calcaires de la série des aréno-cryptites. — *Annales de la Société géologique de la Belgique*, 88(7–8): 395–410. Liège.
- Playford, P.E. — Hurly, N.F. — Kerans, C. — Middleton, M.F., 1989. Reefal Platform Development: Devonian of the Canning Basin, Western Australia. — *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 44*: 187–202. Tulsa.
- Potter, P.E. — Maynard, J.B. — Pryor, W.A., 1980. *Sedimentology of Shale*. — Springer Verlag. N.Y. — Heidelberg — Berlin.
- Potter, P.E. — Pettijohn, F.J., 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. — Springer Verlag. N.Y. — Heidelberg — Berlin.
- Pratt, B.R., 1982. Stromatolitic Framework in Carbonate Mud Mounds. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 1203–1227. Tulsa.
- Reeder, R.J. (ed.), 1983. *Carbonates: Mineralogy and Geochemistry*. — *Reviews in Mineralogy*, 11: 535 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.

- Reid, R.P. — MacIntyre, I.G. — James, N.P., 1990. Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. — *Sedimentary Geology*, 68: 163–170. Amsterdam.
- Reid, R.P. — MacIntyre, I.G. — Post, J.E., 1992. Micritized skeletal grains in Northern Belize Lagoon: a major source of Mg-calcite mud. — *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(1): 145–156. Lawrence.
- Reineck, H.E. — Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. — Springer Verlag, Springer Study Edition, 3rd Edition. 547 str. Berlin — New York — Heidelberg.
- Reyment, R.A., 1971. Minor ebb-structures and shell orientations on a tidal beach (bay of Arcachon, France). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, v. 9, p. 265–275. Amsterdam.
- Riding, R., 1982. Cyanophycite calcification and changes in ocean chemistry. — *Nature*, 299: 814–815. London.
- Roberts, H.H. — Aharon, P. — Walsh, M.M., 1993. Cold-Seep Carbonates of the Louisiana Continental Slope-to-Basin Floor. — In: R. Rezak — D.L. Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology*, 95–104. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Scotese, C.R. — McKerrow, W.S., 1990. Revised world maps and introduction. — *Geological Society Memoirs*, 12: 1–21. London.
- Scholle, M., 1977. — Chalk Diagenesis and Its Relation to Petroleum Exploration: Oil from Chalks, a Modern Miracle ? — *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 61(7): 982–1009. Tulsa.
- Scholle, M. — Reboot, D. — Moore, C.H., 1983. *Carbonate Depositional Environments*. — American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs* 33: 1–708. Tulsa.
- Skoček, V., 1985. Úloha sulfátů při diagenězi a přeměnách karbonátů. — *Časopis pro mineralogii a geologii*, 30(1): 79–84. Praha.
- Skoček, V., 1985. Vznik dolomitů a současný stav jejich výzkumu. — *Časopis pro mineralogii a geologii*, 30(2): 113–130. Praha.
- Skoček, V., 1986. Změny karbonátových sekvencí způsobené sestupující dešťovou vodou: západní a jihozápadní Irák. — *Časopis pro mineralogii a geologii*, 31(1): 43–56. Praha.
- Skoček, V. — Vavrdová, M., 1994. Quartzose pseudomorphs in Upper Proterozoic sediments of the Blovice Formation: Czech Republic. — *Journal of the Czech Geological Society*, 39(4): 259–266. Praha.
- Sorokin, Y.I., 1993. *Coral Reef Ecology*. — Springer Verlag, *Ecological Studies*, 102: 465 str. Berlin — New York — Heidelberg.
- Stoddart, D.R., 1969. Ecology and Morphology of Recent Coral Reefs. — *Biological Review*, 44: 433–498. London.
- Stoddart, D.R. — Steers, J.A., 1977. The nature and origin of coral reef islands. — In: O.A. Jones — R. Endeau (eds.), *Biology and geology of coral reefs, IV, Geology*, 2: 59–105. Academic Press. New York — San Francisco — London.
- Strasser, A., 1984. Black-pebble occurrence and diagenesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia). — *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(4): 1097–1109. Lawrence.
- Syvitski, J.P.M. — Farrow, G.E., 1983. Structures and processes in bayhead deltas: Knight and Bute Inlet, British Columbia. — *Sedimentary Geology*, v. 36, p. 217–244.
- Tedeschi, D. — Marroou, P.M.R. — Pirini, C. — Sampó, M., 1959. *Microfacies italiene*. — Agip S.p.A., S. Donato Milanese, 235 str. Parma.

- Thompson, T.A. — Brown, M.A. — Kvale, E.P., 1989. Architectural elements of an ancient carbonate sand wave: and example from the Salem Limestone (Mississippian) in southern Indiana. — Geological Society of America, Abstracts with Program, 21: 292. Washington.
- Tucker, M.E. — Wright, W.P. — Dixon, J.A.D., 1990. Carbonate Sedimentology. — Blackwell Scientific Publications, 482 str. Oxford — Edinburg.
- Valley, J.W. — Taylor, H.P., Jr. — O'Neil, J.R. (eds.), 1986. Stable isotopes in high temperature geological processes. — Reviews in Mineralogy, 16: 596 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.
- Veizer, J., 1977. Diagenesis of Pre-Quaternary carbonates as indicated by tracer studies. — Journal of Sedimentary Petrology, 47: 565–581.
- Veizer, J. — Fritz, P. — Jones, B., 1986, Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. — Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, 1679–1696.
- Walker, R.G., 1978. Deep-Water Sandstones Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. — American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62: 932–966. Tulsa.
- Walker, K.R. — Alberstadt, L.P., 1975. Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. — Paleobiology, 1: 238–257. Chicago.
- Wanless, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. — Journal of Sedimentary Petrology, 49, 437–462. Tulsa.
- Wanless, H.R. — Tedesco, L.P., 1993. Depositional and Early Diagenetic Controls on Texture and Fabric of Carbonate Mudbanks, South Florida. — In: R.Rezak & D.L.Lavoie (eds), Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology, p. 41–64. Springer Verlag. N.Y. — Berlin — Heidelberg.
- Wardlaw, N.C., 1976. Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore casts and capillary pressure. — American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 60: 245–257. Tulsa.
- Wedepohl, K.H., 1969. Primäre and diagenetische Strontiumgehalte von Karbonatgesteinen. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., B, Mineral. Lagerst.-Forsch., 14(1): 17–23. Berlin.
- Wilde, P. — Berry, W.B.N., 1984. Destabilization of the oceanic density structure and its significance to marine extinction events. — Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 48: 143–162. Amsterdam.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. — Springer Verlag, 471 str., Berlin — New York — Heidelberg.
- Wilber, R.J. & Neumann, A.C., 1993, Effects of Submarine Cementation on Microfabrics and Physical Properties of Carbonate Slope Deposits, Northern Bahamas: — In: R.Rezak & D.L.Lavoie (eds), Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology, 79–94. Springer Verlag. Berlin — New York — Heidelberg.
- Zagora, K., 1983, Über Karbonatfaziestypen im marinen Devon und Karbon ausgewählter Gebiete der ostlichen Mittel- und Osteuropa und deren genetische Interpretation [On the marine Devonian carbonate facies types in selected parts of eastern Central and Eastern Europe and their genetical interpretation, in German]: Zeitschrift für den geologischen Wissenschaften, v. 11, No. 1, p. 17–25. Berlin.

***Kompendia použitá pro části výkladu (otázky hydrodynamiky, mineralogie, geochemie, ekologie, sedimentologie, atd.):***

- Edwards, D.A., 1993. Turbidity Currents: Dynamics, Deposits and Reversals. — Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, 44: 173 str., Berlin — Heidelberg — New York.
- Hochella, M.F., Jr. — White, A.F. (eds.), 1990. Mineral — Water Interface Geochemistry. — Reviews in Mineralogy, 23: 603 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.
- Hüssner, H.-M., 1994. Reefs, an elementary principle with many complex realizations. — Beringeria, Würzburger geowissenschaftliche Mitteilungen, 11: 99 str. Würzburg.
- James, N.P — Mountjoy, E.W., 1983. Shelf-slope break in fossil carbonate platform: and overview. — In: The Shelfbreak: critical interface on continental margins. — Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 33: 189-206. Tulsa.
- Kukal, Z., 1985. Základy sedimentologie. — Academia, 466 str. Praha.
- Kukal, Z., 1990. The Rate of Geological Processes. — Academia, 284 str., Praha.
- Longman, M.W., 1981. Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps. — Education Course Note of the American Association of Petroleum Geologists, 21: 159 str. Tulsa — Calgary.
- Mutti, E., 1992. Turbidite Sandstones. — Agip. Instituto di Geologia Universita di Parma, Agip S.p.A., S. Donato Milanese, 275 str., Parma.
- Reeder, R.J. (ed.), 1983. Carbonates: Mineralogy and Geochemistry. — Reviews in Mineralogy, 11: 535 str., Publ. of Mineralogical Society of America. Washington.
- Rezak, R. — Lavoie, D.L. (eds), 1993. Carbonate Microfabrics. — Frontiers in Sedimentary Geology, 313 str., Springer Verlag. N.Y. — Berlin — Heidelberg.
- Scholle, M. — Rebut, D. — Moore, C.H., 1983. Carbonate Depositional Environments. — American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 33: 708 str. Tulsa.
- Sorokin, Y.I., 1993. Coral Reef Ecology. — Springer Verlag, Ecological Studies, 102: 465 str., Berlin — New York — Heidelberg.
- Tucker, M.E. — Wright, W.P. — Dixon, J.A.D., 1990. Carbonate Sedimentology. — Blackwell Scientific Publications, 482 str., Oxford — Edinburg.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. — Springer Verlag, 471 str., Berlin — New York — Heidelberg.



## A

abysál, abysální, 54, 65  
 agregátní zrna, agregátové vápen-  
 ce, 38, 46  
 agresivní a silně mineralizované  
 vody, 19, 33, 40, 41, 76, 77  
 akrece karbonátů, 28, 31  
 akreční výkon, 31, 36  
 aktivita iontů, rozpouštění / kry-  
 stalizace, 15, 16, 19  
 aktivní povrch, rozpouštění / kry-  
 stalizace, 17, 32  
 akvifer, zvodně, 42, 77  
 albit, 42  
 alochemy, alochemický, částice, 43,  
 44 – 49, 80  
 amfipory, 49, 61, 71  
 ammonitico rosso, 51  
 anizotropie, 8  
 aragonit, 7, 8, 9, 12, 19 – 41, 77,  
 90  
 aragonitová mřížka, rhombická, 8  
 – 12, 14  
 aragonitový kanál, možnost vzniku  
 aragonitu, 25  
 astropetální dolomit, 45  
 atol, atoly, 50, 56, 80, 88  
 autigenní, autigenní minerály, 42  
 autochtonní, 43  
 autoklast, autoklasty, 41

## B

bafflestone, 50  
 bahamit, 38, 89  
 bahnitý, vápnitě bahno, vápencové  
 bahno, 37, 48 – 58, 63, 65, 71,  
 81 – 84  
 balance, v biologických karbonáto-  
 vých pastech, 30  
 balvan, balvany, 36, 39, 50  
 bar, bary, valy karbonátového pís-  
 ku, 53, 80  
 bariéra, bariérový rif, 60, 69, 70,  
 80  
 bariéra, procesy diagenese, 32  
 barva, barva horniny, 41, 61, 86  
 baryum, Ba, 25  
 bazální blanket, báze rifu, 69  
 bilance, materiálová bilance, 70  
 bindstone, 50, 71  
 biocementstone, 50, 51  
 biodetrit, biodetritický, biodetrito-  
 vý vápenec, 47  
 bioeroze, bioerozní, 32, 36, 37, 84,  
 85  
 bioherma, biohermy, biohermální,  
 60, 61, 80

bioklast, bioklasty, 37, 38, 39, 43 –  
 51, 58 – 61, 71, 80  
 biokrytalizace, 5, 18 – 21, 27  
 biologická past, ukládání karboná-  
 tů do skeletů, 28 – 34  
 biomikritový vápenec, 47  
 biomorfa, 36, 37, 49, 58, 83  
 biostratigrafie, 66, 87  
 blok, blokový kalcit, 40  
 blok, blokový model v krystalové  
 mřížce, 20  
 blok, bloky hrotičiho se a rozpa-  
 dajícího se rifu, 36, 39, 84  
 bloky v zemské kůře, 31, 36  
 bloky, velké korálové trsy, 37  
 Boumův cyklus, turbidity, 62, 72,  
 87  
 bouře, bouřkové sedimenty, 49 –  
 56, 60, 63, 71, 72, 80, 84  
 brekie, 39, 41, 49 – 51, 58, 60, 71,  
 72, 78  
 březní čára, 19, 30, 37, 54, 58 –  
 61, 69, 79, 81 – 84  
 bublina, bubliny, 16, 36, 38, 40,  
 58, 75, 80  
 budina, budiny, 34, 42, 78  
 buildup, karbonátový nárůst, 31,  
 60, 83, 89

## C

částice, sedimentární částice, 17,  
 32 – 58, 63, 72 – 77, 80, 81  
 – 84  
 cedníkový dolomit, 41  
 čelní hrana karbonátové plošiny,  
 čelo rifu, 51, 60, 61, 69  
 cementace, tmelení, 9, 32 – 44, 50,  
 71, 75, 76, 81, 85, 87, 93  
 cementační pásy, diagenese, 34,  
 35  
 čeřina, čeřiny, 38, 53, 54, 61, 63,  
 72, 80, 81  
 četnost změn, diagenese, 16  
 chemogenní, hornina, 43, 58  
 chronostratigrafie, 66, 67  
 cizorodý, kationty, 8, 16, 18, 20  
 CL-luminiscence, katodová lumi-  
 niscence, mikroskopie, 26, 39,  
 40  
 clark, průměrný obsah chemic-  
 kých prvků, 27  
 coquina, kokina, nahloučení schrá-  
 nek, 47, 49, 58, 81  
 coverstone, 50, 51, 71, 72  
 cykly, cyklicita, cykličnost, 67, 68  
 – 72, 84

## D

děděný, dědicí se pozice krystal-  
 vých defektů a uzavřenin, 14  
 dedolomitizace, 21, 41, 78  
 defekt, defekty, poruchy krystal-  
 ové mřížky, 12, 14 – 16, 21, 22,  
 55, 77  
 deltoid, tvar sedimentárního klínu,  
 69  
 desilicifikace, 41  
 deštníkový efekt, 40  
 destrukce, destrukce horninového  
 tělesa, 19, 29, 33, 39, 43, 50  
 diagenese, diagenetický, 5, 15, 16,  
 26 – 47, 75, 77, 80 – 84, 87, 90,  
 93  
 diastrofická sedimentace, 29  
 diferenční rozpouštění, selektivní  
 rozpouštění, 30, 42  
 difúze, difúzní procesy sběrné  
 a výměnné, 14, 17, 20, 24, 37  
 díra, díry, jámy, vynechané pozice  
 v mřížce, 12, 20  
 distalit, distality, distální turbidit,  
 62, 63  
 divergentní, deskové rozhraní, tek-  
 tonické prostředí, 68, 77  
 dolomit, dolomitizace, 5 – 9, 15 –  
 27, 31, 40, 41, 42, 55, 75, 77 –  
 81, 88 – 92  
 dolomitizační fronta, 41  
 dómový, kopulový tvar rifu, 60  
 dorůstání karbonátových sedimen-  
 tárních částic, 36, 38, 40  
 draslík, kalium, K, 42, 79  
 Dunham, Dunhamova klasifikace,  
 44, 48, 55  
 Dupontova koncepce, stromatolity,  
 41  
 dutina, dutiny v karbonátovém se-  
 dimentu, 32, 38 – 44, 51, 58 –  
 62, 77, 80 – 84, 85  
 dvojčatění, krystaly karbonátů, 9,  
 12, 24  
 dynamika, dynamika ekosystému,  
 29

**E**  
 ekosystém, 27, 29, 30, 31, 60, 71,  
 72  
 elektrická dvojrůžka, 8, 15 – 19,  
 21  
 endolitický, endolitické bakterie,  
 32, 38, 81  
 eolický prach, 65  
 eroze, 19, 32, 36 – 42, 51, 54, 55,  
 66, 69, 71, 72, 84, 85  
 estuaria, 38, 54, 58, 81

eustatické maximum, highstand, 30, 60  
 eustatické minimum, lowstand, 30, 60  
 eustatický, pohyb hladiny světových moří, 30 – 34, 67, 68, 71  
 eutrofie, vod v moři nebo oceánu, eutrofizace prostředí, 28, 29, 81  
 evaporit, evapority, 37, 41, 60, 84  
 eventostratigrafie, událostní stratigrafie, 66, 87, 89, 93  
 experiment, experimenty, experimentální, 17, 21, 27, 87, 91  
 extraklast, extraklastový vápenc, 37, 44

**F**

faciální zóny, wilsonovské, 59, 60, 61  
 facie, 5, 19, 34, 38, 56 – 66, 70, 75, 80 – 90, 93  
 fekální pelety, 38, 39, 58  
 fenestrální struktura, okénkovitá, otevřená, 41, 50, 58, 81, 83  
 fibrální, fibrální krystaly, kalcit, lemy, tmely, 12, 39, 40, 41, 76  
 flaserkalk, 51  
 floatstone, 50, 71  
 fluidní film, filmy, 18, 20, 21, 85  
 fluxoturbidit, úlomkotok, hustý proud, 36 – 39, 53, 58, 62, 63, 72  
 Folk, folkovský, Folkova klasifikace, 12, 43 – 48, 55, 80, 88  
 foraminifery, foraminifero-řasový písek, 27, 36, 37, 50, 58, 63, 81  
 foreset, foresety, sedimentace za výběhovou hranou, 63, 72  
 fosfát, fosfáty, 19, 42, 81  
 fosilmoldický, fosilmoldické dutiny, 41, 77  
 fotbalové míče, horizonty fotbalových míčů, koráli, 50  
 fotosyntéza, 27, 81  
 frakce, velikostní frakce částic, 36 – 39, 56, 58, 72  
 framestone, 50, 58  
 freatická zóna, diageneze, 40, 75

**G**

generace, generace klastů, tmelů, fází krystalizace, 39, 40, 41, 72, 77  
 geneze, genetický, postupný vývoj, 42, 49, 51, 54, 55, 71, 81, 93  
 geofyzika, geofyzikální, 55  
 geometrie, geometrie těles, geometrie krystalových poruch, 47, 55, 77, 93  
 geostrofický, geostrofické proudy, 54, 63  
 glaukonit, 42, 82  
 glomerula, glomeruly, metamorfni krystalizace, 42  
 Grabau, Grabauova klasifikace, 43

gradient, spád na fyz., chem. nebo biol. rozhraních, 16, 17 – 22, 28, 29, 33, 75, 77  
 grainstone, 49, 50, 58, 80, 81  
 grapestone, 38, 58  
 gravitace, gravitační, gravit, 37, 39, 42, 53, 54, 56, 62, 63, 72, 81, 88, 90  
 Gressly, Gresslyho faciální koncepce, 56  
 griotte, vápence typu griotte, 51  
 guyot, guyoty, na oceánských vulkanických horách, 56

**H**

habitus, habitus krystalů, 12, 87  
 halit, 41  
 hemipelagický sediment, prostředí, 56, 63, 65  
 highstand, eustatické maximum, 60  
 HIREs, high-resolution event stratigraphy, eventostratigrafie s vysokým stupněm rozlišení, 66, 67  
 hladina, hladina podzemních vod, 75  
 hladina, mořská hladina, 30, 31, 34, 56 – 69, 77, 82 – 85, 89  
 hlíza, hlízy, hlíznatý vápenc, 38, 42, 51, 54, 58, 82  
 hluboký, hluboké pohřbení, diagenese, 75, 77  
 homogenit, typ sedimentu, 54  
 hořčík, Mg, 5 – 24, 26, 27, 39, 40, 79, 87, 92  
 horninový, horninová fluida, 9, 15 – 22, 30, – 37, 42, 44, 75 – 78  
 hrana rifu, 34 – 41, 50, 58, 60, 61, 69 – 72, 80  
 hranice systému pevná fáze / roztok, 16, 17, 18, 19  
 hřbítkové zvrstvení, 53, 81  
 hrudka, hrudky, lumps, 38, 54, 58  
 hummocky-cross stratification, hřbítkové zvrstvení, 53, 91  
 hvězdice, ostnokožci, 36  
 hydrotermy, hydrotermální, hydrotermální fluida, žíly, 9, 21, 33 – 38, 41 – 44, 70, 78, 80  
 hypersalinní, prostředí, složení vod, 9

**I**

ilit, jílový minerál, 42  
 injikovaný, injikované sedimenty do trhlin, 42  
 intergranulární, šterbiny mezi zrny, 20, 50  
 intraklast, intraklasty, intraklastový, 37, 38, 44, 51, 58  
 inundit, 54  
 iontový poloměr, 8, 17, 21  
 ionty akretory, 19  
 ionty inhibitory, 19

**J**

jeskyně, jeskynní, 9, 19, 30, 38, 39, 42  
 ježovka, ostnokožec, 40, 79  
 jíł, jílové minerály, 7, 15, 28, 30, 37 – 42, 48 – 55, 65, 79, 82, 85

**K**

kal, kalové kupy, akumulace mikritu, 38, 41, 43, 48 – 51, 56, 58, 63, 68, 82, 83  
 kalciarenit, 43  
 kalciklastický, 32, 50, 56, 69, 70, 71  
 kalcilit, 43  
 kalciová past, 30  
 kalcirudit, 43  
 kalcisilit, 51, 58, 82  
 kalcit, 5 – 9, 12, 15, 19, 21 – 27, 36 – 44, 61, 63, 78, 80, 85  
 kalcitová krystalová mřížka, 8 – 12, 15, 21  
 kanály, přílivo-odlivové, 38, 54, 58  
 kanibalizace, resedimentace, 44, 69  
 kapalina, kapalný, 14, 16, 36, 55, 75  
 karbonátová dvojrstva, 8  
 karbonátová konkrece, 30, 38, 42, 79  
 karbonátová plošina, 38, 51 – 63, 69 – 75, 80 – 85  
 karbonátová skupina, CO<sub>3</sub>, 7, 8, 15, 16, 21, 26, 29  
 karbonátové těleso, carbonate complex, 5 – 9, 15 – 19, 27 – 35, 42, 51 – 60, 66, 68, 75, 77  
 karbonátový nárůst, buildup, 31, 60, 83, 89  
 karbonátový písek, 36, 37, 58, 63, 71  
 karbonátový šelf, 30, 56, 59, 60, 66, 85, 89  
 Kasig, Kasigův cyklus, 71  
 kationt, 7, 8, 12, 15, 18, 21, 25, 27  
 kaverna, kaverny, kavernózní, 33, 40, 42, 77, 81  
 kinematika procesu krystalizace / rozpouštění, 15, 18  
 klasifikace, 5, 36, 38, 43 – 59, 62, 67, 89  
 klast, klasty, klastický, 28 – 38, 41 – 60, 63, 66, 70, 80  
 klenec, rhomboedr, 8, 19, 27, 36, 40, 41, 85  
 klima, klimatický, 5, 34, 54, 56, 60, 68, 72, 79, 84, 87, 92  
 klín, sedimentární těleso a jeho části, 51, 66, 69, 85  
 koeficient, rychlost rozpouštění / krystalizace, 15, 16  
 koeficient difúze, 17  
 kokosový, tmel, 39  
 kolaps, kolabující, rifový ekosystém, 29  
 kolaps, inundity, 54

- kolaps, kolabující, turbiditní sedimentace, 53, 63, 72
- kompakce, kompaktit, 34, 76, 77
- komponenty, složky karbonátové horniny, 36, 40 – 48, 78, 84
- koncentrace karbonátu, proces, 5, 27, 30, 31, 36
- koncentrační spád, fyzikální geochemie, 16, 17, 18, 19, 22
- konkrece, 30, 38, 42, 79
- konodonti, organizmy, 61, 66
- Konta, Kontova klasifikace, 48
- kontaktní metamorfóza, 75
- konturit, konturity, konturové proudy, 54, 63, 72
- korál, koráli, 9, 27, 36, 37, 46 – 50, 51, 60, 61, 71, 80 – 92
- koroze, korozně-erozní účinky, 18, 19, 38, 42
- korpuskulární, korpuskuliferní krytity, 47
- kortoidy, povlékaná zrna, 37, 38, 58, 81
- koryš, koryši, 32, 38, 54
- koryto, koryta, morfologický termín, 37, 56, 62
- krápník, krápníky, 39, 41, 42
- kras, krasový, 33, 38, 41, 42, 69, 70, 79, 80, 83
- krátkodobý akreční výkon, 31
- křemen, křemenný, 41, 42, 47, 51, 55, 58, 85, 86
- krinoid, krinoidi, lilijice, ostnokožci, 15, 26, 37, 40, 46, 49, 51, 61
- Krynine, Kryninův koncept, 43
- kryptit, 47
- kryptosomatit, 47
- Krystal, krystaly, krystalky, 5 – 30, 35, 40, 55, 63, 75 – 79, 81 – 85, 90, 91
- krystalický agregát, 15, 19, 41 – 44, 78
- krystalizační centrum, 30
- krystalové poruchy, defekty, 12, 14 – 24, 34, 39, 55, 77
- Kukal, Kukalova klasifikace, 5, 28, 47, 55, 90
- kupolový, dómový rif, 60
- kůra, zemská kůra, kůra – plášť, 25
- kvantita poruch, 55
- L**
- lags, 58
- laguna, lagunární, 33, 37, 50 – 61, 69, 80, 86, 92
- lamina, laminace, laminit, 41, 42, 51, 58, 63, 71 – 78, 80 – 89
- Laporte, Laportův model, 70
- laterální, přechod facií, 56, 61, 66 – 70
- laterit, lateritický, 30, 75, 79, 80
- Leighton, Leighton-Pendexterova klasifikace, 46, 55, 90
- lemové rify, příbřežní útesy, 33, 56, 60
- Liesegang, Liesegangovy kruhy, 20
- lime mudstone, 48
- litifikace, 37, 49, 51, 54, 71, 75
- litoklast, litoklasty, 37 – 50, 58 – 61, 69, 77
- litostratigrafie, 66
- loferit, 58, 83
- Longman, Longmanovo schéma diagenese, 41, 77, 90
- lowstand, eustatické minimum, 60
- lumachela, lumachella, nahloučení schránek, 49, 58
- lumps, hrudky, 38, 58
- M**
- magnetostratigrafie, susceptibilitní magnetostratigrafie, SMS, 66
- magnetit, 8, 21, 24, 27
- mangán, Mn, 8, 24, 26, 39, 40, 58, 79
- marker, markery, soubor význačných znaků pro polohu, horizont, 55, 66
- matrix, základní hmota, 38, 43, 58, 83
- mechanogenní mikrit, 43
- membrána, povlak organické hmoty, povlak živé organiky, 16, 18, 27, 37
- meniskový tmel, meniscus cement, 40, 50
- metabolismus, metabolická bilance, organizmy, 27
- metamorfóza, metamorfni, 15, 19, 24, 34, 42, 56, 75 – 83
- metamorfni laminy, 42, 83
- meteorické vody, dešťové vody, 75
- meteoritický, mimozemský materiál, 63, 65
- mikrit, 36 – 49, 54, 58, 61, 71 – 78, 81 – 87, 92
- mikritizace, 38, 58, 92
- mikrito-biodetritový vápenec, 47
- mikritový vápenec, 47
- mikrobrekie, 49, 51, 58
- mikrofacie, 5, 56 – 60, 82, 89
- mikrogeoda, 41, 79
- mikrosparit, 44, 83
- mikrostyloolit, drobné švy rozpouštění, 33, 83, 84
- minerální vody, 33
- miskovité, konkávní plochy rozpouštění, 19
- mořská freatická zóna, diagenese, 75
- mořská pórová voda, 41, 75, 77
- mořská voda, 27, 30, 34, 41, 56, 60, 75, 77, 84
- mořské prostředí, 9, 22, 32, 37, 38 – 41, 55, 84
- mozaikový tmel, mosaic sparite, 40 – 42, 77
- mrak, oblak transportovaných částic v turbulentní suspenzi, 49, 53, 72
- mřížka, mřížkové parametry, 8 – 26, 40
- mrtvé plochy, povrchy na rifu, útesu, 27, 50, 51, 59, 80, 83
- Mutti, Muttiho práce o gravitech, 62, 91
- mys, rifový mys, reef cap, 69
- N**
- nadkritická horninová fluida, 19
- nanoplankton, 36, 63, 65
- nehomogenita, 14, 30 – 38, 41, 47, 50, 75 – 77, 83
- nehybná vrstva, proces rozpouštění, 17, 18
- nekarbonátové minerály, 15, 42, 54
- nehton, 65, 83
- neptunické žíly, 41
- nesedimentace, přerušení sedimentace, 32
- nesouhlasně omezené jednotky, unconformity bounded units, UBU, 66, 67
- neuspořádaný dolomit, kalcit, neuspořádaná mřížka, 21, 25
- novotvořený, karbonát, 36
- O**
- oceán, oceánské dno, 29, 30, 36, 41, 56, 59, 63 – 69, 80, 84
- onkoid, onkoidy, 38, 39, 54, 58
- ooid, oolity, 38, 43 – 47, 58, 81, 87
- organická hmota, organický, 18 – 21, 27, 28, 41, 58, 61, 81, 82
- organizmus, organická společnost, 5, 27, 28, 50, 51, 56, 63, 65, 80, 84, 85
- orogeneze, 29
- ortochemický, mikrit, karbonát, 43
- ortokvarcit, 47
- ortomikrit, 43
- oscilace, parametrů, 19, 54, 70, 77
- oškrabující organizmy, 36
- ostrov, ostrovy, 16, 41, 72, 75, 77, 80, 83
- osvit, 28
- otevřený šelf, 60, 61
- oxidy železa, Fe-oxidy, 42, 81
- P**
- póry, porozita, pórézní, 9, 15, 30, – 38, 40, 41, 55, 75 – 77, 85
- packstone, 49, 50, 51, 58, 72
- pánev, pánevní, sedimentace v pánvi, 34, 37, 59
- parabrekie, 49
- parakonglomerát, 49
- parametry mřížky, 8, 12, 22
- parasekvence, 70
- patchreefs, skvrnové rify, útesy, 50, 60, 61, 85, 86

- pebbly mudstone, siliciklastická analogie floatstone, 50  
 pelagický, pelagit, 56, 58, 63, 65, 69, 72, 82  
 peletoidy, 38  
 peloidy, 38, 39, 44, 46, 58  
 periodity, periodicita, periodické jevy, 38, 50, 54, 66, 71, 84  
 Pettijohn, Pettijohnovy klasifikace, 47, 91  
 pionýrská fauna, kolonizace dna, 86  
 Pirllet, Pirlletova klasifikace, 47, 91  
 písčité bomby, 37  
 pizoid, pizoidy, 38  
 plastický, 34, 37, 38, 44, 61, 78  
 plastiklast, plastiklasty, 37, 38, 44  
 plattenkalk, 51  
 plošina, karbonátová plošina, 38, 51 – 72, 75, 80 – 85  
 Plummer, Plummerovy rovnice, 15  
 plynná fáze, plyn, 14, 16, 40, 55, 75, 77  
 podpovrchová vrstva sedimentu, 32  
 pohřbení, sedimentace a procesy diagenese, 5, 19, 32 – 42, 75 – 77  
 polarizace, polarizované radikály, 17, 18  
 polozpevněný, 39, 54  
 porfyroblast, porfyroblasty, 19, 42  
 poušť, pouštní, 30, 79  
 poud, proudy mořské vody, 19, 30, 37 – 40, 49 – 72, 80 – 85  
 povrchové komplexy, rozpuštění / krystalizace, 16 – 20  
 pravděpodobnost výskytu facie, 56  
 předešlá stádia krystalizace, 14  
 přednostní usměrnění klastů, 61  
 předútesové biohermy, 60, 69  
 předútesový, fore reef, foreslope, 50, 60, 69 – 72, 83, 87  
 přeměna aragonitu na kalcit, 9, 25  
 přepracování sedimentu, sedimentární recyklace, 32, 63  
 příливо-odlivové pásmo, 38, 54, 58, 59, 81, 85  
 přilnavost, tixotropie, 37  
 primární produkce, biologická, 30, 81  
 prisma, prismatické krystaly křemene, 41, 42  
 produkce karbonátu, 28  
 prokysličení, 28  
 proximalit, 62, 63  
 průlinová pórovitost, 41  
 průliv, 58, 59, 72  
 pseudomikrit, 44  
 pseudopeloidy, 38  
 pseudosparit, 44, 84  
 psí zuby, tmel, skalenoedry, 40, 41  
 ptačí očka, 58  
 pudding, pudinková textura, 51  
 pukliny, paralelní, listrické, perlitické, pnutí, 33, 42, 77 – 83, 85  
**R**  
 radiolárie, 58, 63  
 rampa, rampy, karbonátová rampa, 50, 58, 60, 69, 84  
 řasy, řasové rohože, povlaky, 27, 36, 39 – 51, 54, 58, 65, 71, 72, 81 – 85  
 redepozice, přemístění sedimentu, 37 – 43, 51 – 58, 71  
 redukčně-oxidační potenciál, 22, 82  
 regionální metamorfóza, 75  
 regrese, regresní, 69, 70, 71, 72  
 reziduální štěrky, 51, 80, 84, 90  
 rifová synopse, 60  
 rifový ekosystém, 29, 30, 31  
 rifový hřeben, 60  
 rodochrozit, 24  
 rotující disk, experimenty, rozpuštění karbonátu, 17  
 rovnováha aktivity iontů, 15  
 rovnovážná koncentrace, roztok, 17  
 rozpouštění, rozpustnost, rozpustný, 14 – 19, 27 – 42, 63, 65, 75 – 79, 83, 85  
 rozptyl karbonátu, proces, 5, 31, 32, 34, 36, 53  
 rozsedlina, rozsedliny, 39, 41  
 roztok, 12 – 27, 30 – 32, 38, 42, 43, 75  
 rudstone, 49, 50, 58, 59, 71, 80  
 ryby, 32, 36  
 rychlost rozpuštění, 15, 16, 17  
 rychlost rozptylu karbonátu, 34  
 rychlost sedimentace, sedimentační rychlost, 31, 63, 65  
**S**  
 Sauer, Sauerův model, 34  
 sběrná krystalizace, 20, 38, 42  
 sedimentační pozadí, 54, 63, 72  
 sedlový dolomit, barokní dolomit, 19, 41, 77, 80  
 sekvence, 5, 32, 38, 41, 47, 51 – 72, 77, 85, 89, 92  
 sekvenční hranice, 55, 69  
 sekvenční jednotky, 70, 71  
 sekvenční stratigrafie, 66  
 semilagunární, 69  
 siderit, 24  
 silicifikace, 41  
 siliciklastický, 5, 28, 29, 43, 68 – 72, 86  
 silikátový, silikátový prach, 37, 50, 78, 79  
 sinice, 27, 32, 36 – 39, 51, 81, 83  
 sintr, sintry, 39 – 42, 58, 80  
 sírany, 41  
 skalopy, 19  
 skály, skalní kulisy, klify, 19, 51, 54, 70, 80, 82, 83  
 skeletální, skeletální materiál, vápence, 27, 28, 31, 36, 37, 58, 60, 71, 85  
 sklon, sklon mořského dna, 59, 62, 82, 85  
 skluz, skluzy, skluzový, 39, 50, 56, 61, 63, 72, 77, 86  
 skupina, karbonátová skupina CO<sub>3</sub>, 7, 8, 15, 16, 21, 26, 29  
 sladkovodní, sladkovodní freatická zóna, 5, 75, 83  
 sladký, sladké ostrovní vody, 40, 41, 75, 76, 77  
 sloupec, vodní sloupec, 56, 63, 65  
 smektit, 42  
 smíšené vody, smíšená zóna, diagenese, 16, 24, 30, 75  
 Sorby, Sorbyho kocepce, 43, 48  
 spad, spad částic, 63, 72  
 sparit, 40 – 44, 77, 81 – 86  
 spergenit, 47  
 spikulit, 58  
 spongiostroma, 58  
 stabilní izotopy,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , 15, 20, 26, 39, 87, 89, 93  
 standardní mikrofacie, SMF, 26, 58, 59, 60, 82  
 štěrk, štěrkový, karbonátový štěrk, 32 – 38, 43 – 51, 58 – 63, 71, 80, 83  
 stratigrafie, 5, 32, 51, 66, 67, 83 – 90, 93  
 střídání, strukturálních vrstev v mřížce, 8, 21  
 střídání, dvojčatných lamel v krystalu, 21, 24  
 stromatakt, stromatakt, 41  
 stromatolit, stromatolity, 51, 54, 58, 72, 91  
 stroncium, Sr, 9, 25, 41, 87, 93  
 struktura karbonátů, 7 – 26, 33 – 44  
 strukturální vrstvy, mřížka, 8, 12 – 14, 21 – 26  
 studny, v rifech a plošinách, 33  
 stylolit, stylolity, 33, 41, 77, 83, 84, 85  
 subkrystalické minerální inkluze, 14, 20, 42  
 subsidence, bloků, pánví, 31  
 suchozemský původ, suchozemské rostliny, 37, 39, 65, 80 – 83  
 supersekvence, 67  
 susceptibilita, susceptibilitní, magnetické vlastnosti, 66  
 suspenze, 28, 32, 36, 37, 53, 54, 62, 63, 68 – 72, 81, 83, 86  
 suť, suť, suťový, 42, 84  
 svah, předútesový svah, kontinentální svah, slope, 30, 51 – 63, 72, 83 – 93  
 světlo, 5, 28, 81  
 syntaxiální tmel, 40

**T**

tabulární rif, 69  
 tabulární výmoly, 63  
 talus, osyp rifu, 39, 50, 51, 58, 60, 69, 84  
 tektonická sekvence, 66, 68  
 tektonický režim, deformace, stres, 25, 29, 34, 56, 61, 66, 68 – 77, 82, 86, 93  
 tektonoformační typ pánve, 66  
 tektonomikrit, 44, 78  
 tempestity, 51, 53, 56, 82  
 tenisové míčky, horizonty tenisových míčků, 50, 71  
 tentakuliti, organizmy, 40, 61, 90  
 teplota, T, 8, 15 – 29, 34 – 37, 44, 60, 69, 75 – 78, 91 – 93  
 terasa, terasy, 37, 39, 44, 79, 84  
 tidalita, 54  
 tixotropie, tixotropní, 37  
 tlak, p, 8, 9, 15 – 25, 32 – 37, 44, 75 – 78, 87, 93  
 tlakové švy, stylolity, 33, 41, 77, 83 – 85  
 tmel, tmely, tmelení, cementace, 9, 32 – 50, 71, 75, 76, 81, 85 – 93  
 trakční, trakčně-proudový cyklus, proudy, sedimenty, 54, 72  
 transgrese, transgresní, T-R transgresně-regresní, 42, 69 – 76, 82  
 transport, 37, 50, 51, 61, 63  
 trhlina, trhliny, 41, 51, 78  
 trojúhelníkové grafy, 24, 47, 48  
 trombolit, 85  
 Tsien, Tsienův cyklus, 48, 71  
 tsunami, 29, 37, 54, 71, 83, 85  
 turbidit, turbiditní, 37, 39, 53 – 56, 61 – 63, 71, 72, 80 – 91  
 turbiditní cykly, 72, 73

**U**

událostní cykly, 71, 72  
 úlomkotok, fluxoturbidit, hustý proud, 36 – 39, 53, 58 – 63, 72  
 unconformity bounded units, nesouhlasně omezené jednotky, UBU, 66, 67, 68

utěsnění, propustnost, 9, 32, 35, 41, 78  
 utopení rifu, útesu, 51, 65, 69, 79, 82  
 uzavřeniny, 7, 14, 16, 20, 44, 55  
 uzavřený systém, diagenese, 15, 35

**V**

vadózni zóna, diagenese, 15, 22, 33, 41, 75, 77, 79  
 valouny, valounové sedimenty, 36 – 39, 62, 63, 80, 82  
 valy, valy karbonátového písku, 53, 80  
 vějíře karbonátového sedimentu, 51, 56, 58, 60, 62, 63, 69, 70, 71, 72, 91, 93  
 viskozita, 37  
 vlnění, 20, 29, 37, 50, 60, 61, 81, 84, 85, 89, 90, 92  
 vlnolamy, 60  
 vločky, 38, 42  
 vnější komplex, rozpouštění / krystalizace, 18  
 vnitřní komplex, rozpouštění / krystalizace, 18  
 vnitřní sediment, vnitřní peloidy, výplně, 38, 39, 41, 42, 71, 81  
 voda, 5 – 8, 15 – 42, 49 – 56, 60 – 65, 68, 75  
 vodný roztok, 15, 19, 27, 32, 42  
 vrtat, vrtavé organizmy, 36, 50  
 vugs, 41, 77  
 vulkanický, vulkanické klasty, 37, 55, 77, 90  
 výběhové diagonální laminy, foresety, sedimentace z proudu, 63, 72  
 výměna fluid v karbonátovém tělese, cirkulace fluid, 9, 17 – 44, 75 – 78, 85, 87  
 výměna kationtů, mřížka, 14, 20, 21, 25, 26  
 výmol, výmoly, 63  
 vymývání, sedimentace / resedimentace, 27, 38, 58  
 výnos materiálu z rifu, 70  
 vzdálenost, mřížka, 8, 22

**W**

wackestone, 49, 58  
 Walker, Walkerův koncept, turbidity, 62, 63, 93  
 Wilson, J.L., Wilsonovy faciální zóny, 58, 59, 69, 93  
 Wilson, J.T., Wilsonův cyklus, desková tektonika, 68

**Z**

základní buňka, mřížka, 8, 12  
 základní sekvence, sekvenční stratigrafie, 67 – 69, 85  
 zaoblení, hrany krystalů, rozpouštění / krystalizace, 19  
 zaoblení, zrna sedimentu, 37, 38, 49, 58  
 zaútesový, backreef, 69  
 záznam, stratigrafický, stratigraphical record, 31, 32, 55, 66, 93  
 zelené břidlice, metamorfni facie zelených břidlic, 34, 75  
 zelené řasy, 36, 37, 81  
 železo, Fe, 8, 22 – 26, 39, 42, 58, 78, 79 – 82  
 žíla, žíly, 9, 21, 34, 41  
 živiny, mořská voda, 30, 81  
 zlatá opuka, 51  
 zpevněný, zpevnění, 37 – 42, 51, 54, 72, 82  
 zralost, nezralé / zralé rifové sedimenty, 86  
 zralost, nezralé / zralé silicklastické sedimenty, 86  
 ztráta objemu karbonátu, 31, 34, 78, 85  
 ztráta sedimentárního záznamu, stratigrafického záznamu, 31, 71  
 zvětrávání, 28, 75, 79 – 86





Název:	<b>KARBONÁTOVÁ SEDIMENTÁRNÍ TĚLESA, I., <i>Jejich vznik a vývoj</i></b>
Autor:	RNDr. Jindřich Hladil, CSc.
Vydavatel:	Masarykova univerzita v Brně
Počet stran:	100
AA — VA:	
Vydání:	první, 1996
Náklad:	200 výtisků
Tisk:	
Pořadové číslo:	
Tématická skupina:	

**ISBN 80-210-1321-4**

Technická redakce, sestavení rejstříku, grafická úprava a sazba programem  $\text{\TeX}$ :  
Jaroslava Bednářová, Geologický ústav Akademie věd ČR.

Tato publikace neprošla redakční ani jazykovou úpravou v redakci nakladatelství.