

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní obor: Geologie (N1201)
Studijní program: NGEOL (1201T004)



VLADIMÍR SUCHÁNEK

**Odraz klimatických změn po středně miocenním klimatickém optimu v
mořském prostředí karpatské předhlubně**

Imprint of the MMCT in the marine record in the Carpathian Foredee

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc.

Praha, 2016

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 22. 8. 2016

Podpis:

ABSTRAKT

Teoretická část práce je rozčleněna do třech větších kapitol, které se věnují problematice bouřkových sedimentů a jejich přítomnosti v sedimentárním záznamu vrtu HR-1. Jedna z kapitol je věnována foraminiferovým schránkám, jakožto tafonomickým indikátorům, které mají stratigrafický a paleoekologický význam. V rámci této diplomové práce bylo na foraminifery nahlíženo více sedimentologicky nežli paleontologicky, respektive samotné schránky foraminifer byly považovány za specifické částice, které se na mořském dně nebo ve vodním sloupci pohybovaly podobně jako třeba zrnka písků. Za klíčové parametry byly zvoleny velikost schránky, mechanické opracování a způsob života (bentické formy žijící při dně a planktonické formy žijící v rámci celého nebo jen v některých částech vodního sloupce).

Druhá kapitola teoretické části je věnována samotným tempestitům, obzvláště podmínkách jejich vzniku, problematice identifikace a záměnností za uloženiny turbiditních proudů, hřbítkovému zvrstvení a spojitosti tempestitů se změnou klimatu či obsahem CO₂ v atmosféře.

Poslední teoretická kapitola je věnována geologickému přehledu vzniku karpatské předhlubně a jejímu vývoji během neogénu. Tato část je také doplněna o popis lokality a vrtu včetně charakteristiky litofacií sedimentárního záznamu (Nehyba – ústní sdělení 2015).

Praktická část diplomové práce zahrnuje popis materiálu a metodický postup při zpracování vzorků. Na to navazuje kapitola s výsledky z jednotlivých vybraných metráží, která zahrnuje snímky z elektronového mikroskopu JOEL JSM – 6380 LV a histogramy velikostní distribuce schránek foraminifer.

Závěr práce je věnován diskuzi vztahů mezi tempestity, paleoklimatologickými a paleoekologickými podmínkami v prostředí karpatské předhlubně Centrální Paratethydy.

Klíčová slova: tempestity, bouřkové sedimenty, paleoekologie, foraminifera, miocén, karpatská předhlubeň, Centrální Paratethyda.

ABSTRACT

The theoretical part of this thesis is divided into three main chapters that deal with the issue storm deposits and their presence in the sedimentary record of borehole HR-1. One of the chapters dedicated to foraminifera tests as taphonomic indicators, which are stratigraphically and paleoecologically significant. Within the frame of this thesis it was thought to foraminifera more sedimentological than palaeontological or rather the tests of foraminifera were considered as specific particles, which on the seabed or in the water column were moving such as a grain of sand. The principal parameters for were selected size of test, mechanical wearing and life strategy (benthic forms inhabiting at the bottom and planktonic forms inhabiting within the whole or only in some parts of the water column).

The second theoretical chapter is dealing with the tempestites, especially the condition of origin, identification and interchangeability for deposits of turbidite currents, Hummocky cross-stratification (HCS) and relation between tempestites and climate changes or atmospheric CO₂.

The last part of theory is devoted to overview of the geological formation of the Carpathian Foredeep and its evolution during the Neogene. This part is also supplemented with a description of the place and the borehole including sedimentary characteristics of lithofacies (personal notice by Nehyba 2015).

The practical part includes a description of the material and methodology of the samples arrangement. The following chapter with the results of each selected part which includes pictures from electron microscope JOEL JSM - 6380 LV and histograms of distribution size foraminifera tests.

The conclusion is concerned with the discussion of relations between tempestites, paleoclimatology and paleoecology and environmental conditions in the Carpathian Foredeep of Central Paratethys.

Keywords: tempestites, storm deposits, paleoecology, foraminifera, Miocene, Carpathian Foredeep, Central Paratethys.

PODĚKOVÁNÍ

V první řadě bych chtěl poděkovat školitelce Doc. RNDr. Kataríně Holcové, Csc. (PřF UK, Ústav geologie a paleontologie) za věnovaný čas, poskytnuté materiály, odbornou pomoc v oblasti mikropaleontologie a historické geologie, stejně tak za připomínky a zapůjčení mikroskopu. Dále bych rád poděkoval doc. RNDr. Petrovi Kraftovi, CSc. (PřF UK, Ústav geologie a paleontologie) a RNDr. Martinovi Mazuchovi, Ph.D. (PřF UK, Ústav geologie a paleontologie) za poskytnutí cenných rad při práci s mikroskopy, stejně tak děkuji doc. RNDr. Slavomírovi Nehybovi, Dr. za poskytnutí materiálů k popisu vrtu.

Dále bych chtěl poděkovat své rodině a přátelům za trpělivost a klidné prostředí, které mi bylo poskytnuto. Speciální poděkování patří hlavně mé mamince Ladislavě Suchánkové, bez jejíž podpory bych nenastoupil na vysokou školu, neprošel studiem a zdárně nedokončil bakalářskou a magisterskou závěrečnou práci.

OBSAH

| | |
|------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1] ÚVOD | 7 |
| 2] FORAMINIFERY JAKO INDIKÁTORY PALEOPROSTŘEDÍ | 8 |
| 2. 1. STAVBA A POPIS FORAMINIFER | 8 |
| 2. 2. EKOLOGIE FORAMINIFER | 10 |
| 2. 3. POSTMORTÁLNÍ TRANSPORT | 16 |
| 3] TEMPESTITY | 20 |
| 3. 1. SEDIMENTÁRNÍ STRUKTURA TEMPESTITŮ | 20 |
| 3. 2. TEMPESTITY x TURBIDITY | 21 |
| 3. 3. HCS (HUMMOCKY CROSS-STRATIFICATION) – HRŤÍTKOVKÉ ZVRSTVENÍ | 24 |
| 3. 4. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ TEMPESTITY | 25 |
| 3. 5. MODELY VZNIKU BOUŘKOVÝCH ULOŽENIN | 27 |
| 3. 6. VRSTEVNÍ STOPY A NEROVNOSTI - MECHANOGLYFY | 28 |
| 3. 7. VLIV ATMOSFÉRICKÉHO CO ₂ NA VÝSKYT TEMPESTITŮ | 30 |
| 4] GEOLOGIE KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ | 32 |
| 4. 1. VZNIK A VÝVOJ KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ | 32 |
| 5] POPIS STUDOVANÉ LOKALITY A VRTU | 37 |
| 5. 1. POPIS JEDNOTLIVÝCH LITOFACÍ | 39 |
| 6] METODIKA A POPIS MATERIÁLU | 42 |
| 6. 1. VÝBĚR A PŘÍPRAVA VZORKŮ | 42 |
| 6. 2. ZPRACOVÁNÍ A TŘÍDĚNÍ | 43 |
| 6. 3. MĚŘENÍ | 43 |
| 6. 4. SEM | 44 |
| 6. 5. TVORBA VÝSTUPŮ (HISTOGRAM, VIZUALIZACE VÝSLEDKŮ) | 44 |
| 7] VÝSLEDKY | 46 |
| 8] DISKUZE | 62 |
| 9] ZÁVĚR | 64 |
| 10] LITERATURA A ZDROJE | 65 |
| 11] PŘÍLOHY | 72 |

1] ÚVOD

Diplomová práce se věnuje tafonomickým změnám ve foraminiferových společenstev, ke kterým dochází v průběhu bouří. Mocný komplex bouřkových sedimentů navrtaný v bádenu karpatské předhlubně pravděpodobně souvisí s klimatickými změnami. Téma práce vychází a volně navazuje na již proběhlý grantový projekt GAČR 205/09/0103 Mělkovodní ekosystémy středního miocénu Centrální Paratethydy: Sukcese a interakce anorganické a organické složky ekosystémů, v rámci projektu byl proveden vrt HR-1 poblíž obce Hrušovan nad Jevišovkou. Dle dosud zjištěných informací (Nehyba ústní sdělení; Scheiner 2013) se jedná o nový faciální vývoj spodního bádenu v karpatské předhlubni.

Cílem práce bylo poskytnout jasnější představu o paleoklimatologických a paleoekologických podmínkách v JV části karpatské předhlubně, která byla v období miocénu součástí soustavy mořských pánví Centrální Paratethydy.

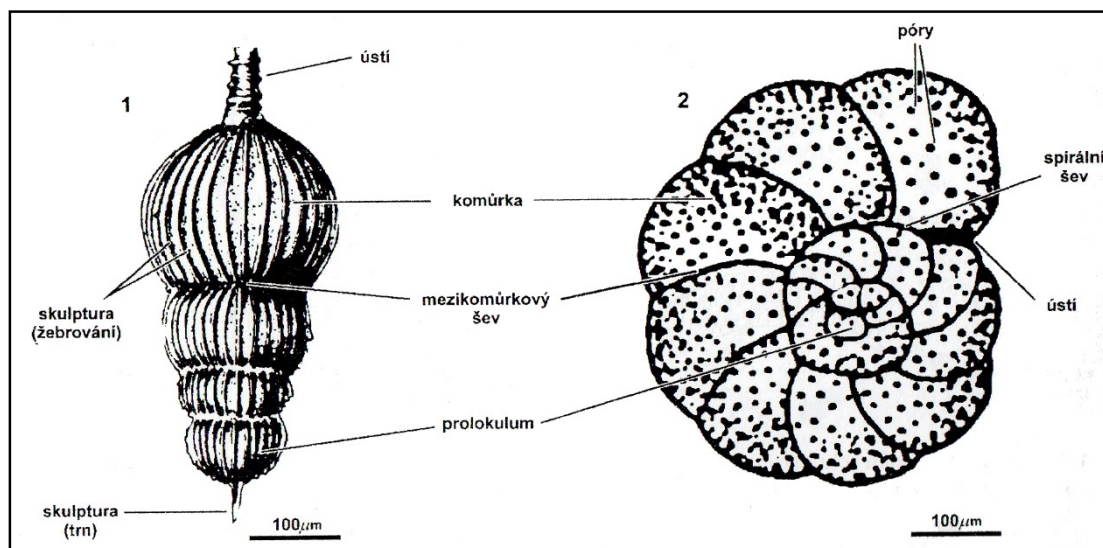
2] FORAMINIFERY JAKO INDIKÁTORY PALEOPROSTŘEDÍ

Foraminifery jsou jednobuněčné, eukaryotické organismy, které se během geologické historie adaptovaly na nejrůznější podmínky, díky čemuž můžeme schránky foraminifer využít v biostratigrafii, paleobatymetrii atd. Fosilní i současně žijící foraminifery jsou výlučně vodní organismy, které obývají převážně mořské prostředí.

2. 1. STAVBA A POPIS FORAMINIFER

Foraminifery jsou tvořeny měkkou tkání a pevnou schránkou. Měkkou organickou část tvoří protoplazma ohraničená membránou. Samotná protoplazma je tvořena vnější transparentní ektoplazmou a vnitřní granulární endoplazmou. Díky vnější ektoplazmě, která obaluje schránku, mohly u foraminifer vzniknout kořenovité panožky retikulopodie a tenké filopodie (obecně jako pseudopodie), kterými protéká granulární ektoplazma. Hlavní účel těchto panožek je pohyb, lapání potravy, výstavby nových komůrek, reprodukce, dýchání atd. Vnitřní endoplazma obsahuje jádro a další buněčné orgány typické pro eukaryotické organismy (Sen Gupta 1999).

Měkké části foraminifery jsou schované ve schránce, která v prvotní fázi vývoje tvoří jedinou komůrku, kterou nazýváme jako prolokulum. Schránky foraminifer mohou mít jednu nebo více komůrek, jež jsou odděleny septy (na povrchu se jeví jako švy) [Obr. č. 1]. Jednotlivé komůrky jsou vyplněny endoplazmou, která skrze póry a ústí (může mít jedno nebo více) vychází ve formě pseudopodií na povrch schránky. Některé planktonické nebo mělkovodní bentické formy mohou mít



v endoplazmě symbiotické řasy (Sen Gupta 1999).

[Obr. č. 1]: Obecný popis schránky foraminifer (Pokorný 1954).

Na začátku kambria, kdy foraminifery získaly schránku, se postupně vytvořily tři základní typy schránek:

- 1) **Organické (tektinové)** – primitivní schránky zpevněné aglutinací cizorodého materiálu či vylučováním anorganických látek na povrchu schránky (Pokorný 1954).
- 2) **Aglutinované** – schránky spojené aglutinací cizorodých těles pomocí tmelu. Tato skupina schránek je specifická tím, že foraminifera sbírá materiál v místě své ekologické niky, čehož lze využít při paleoekologických rekonstrukcích (Hottinger 2006).
- 3) **Vápnité** – jsou ve většině případů tvořeny kalcitem, ale výjimkou nejsou ani aragonitové schránky. Vápnité schránky můžeme rozdělit na **mikrogranulární** (přechod mezi aglutinovanými a sekrečními schránkami (Př.: rod *Fusulinida*)), **porcelanité** (tvořeny vždy kalcitem; Př.: rod *Miliolida*) nebo **sklovité** = hyalinní (kalcitové nebo aragonitové se sklovitým vzhledem a různým podílem Mg; Př.: *Globigerinida* a *Rotaliina*). Složení vápnitých schránek je značně ovlivněno okolním prostředím, proto mohou ve větším či menším množství obsahovat stopy jiných prvků. Takovým typickým prvkem je hořčík, jehož obsah roste s teplotou (Pokorný, 1954). Podobně lze využít i obsah CaCO_3 ve schránce, který je indikační pro tzv. karbonátovou kompenzační hloubku, tedy hranici, kdy se kalcit nachází ještě v pevném stavu (Hottinger 2006).

Sen Gupta (1999) se ve svých publikacích zmiňuje také o foraminiferách s křemitou schránkou. Dosud byla identifikovaná křemitá schránka pouze u rodu *Silicoloculinida*.

Schránky můžeme dále dělit dle způsobu přirůstání (vinutí) jednotlivých komůrek (Pokorný 1954):

- 1) **Seriální** – komůrky jsou v řadách (případně v řadě) za sebou. Mohou být uniseriální, biseriální či triseriální.
- 2) **Planispirální** – komůrky jsou v rovinné spirále.
- 3) **Trochospirální** – komůrky v prostorové spirále.

Spirální schránky rozlišujeme na evolutní (lze identifikovat jednotlivé komůrky) nebo involutní (poslední komůrka zakrývá předcházející komůrku).

Povrch schránek může být hladký nebo mohou mít na povrchu skulptury v podobě žebrování, trnů, ostnů, mřížování, blanitých lišt či lemů. Po obvodu schránky může být vyvinut kýl. Velikostně jsou foraminifery proměnlivé a mohou dosáhnout velikosti až prvních desítek centimetrů. S větším počtem komůrek se může projevovat i pohlavní dimorfismus (Pokorný 1954).

U foraminifer dochází ke střídání pohlavní a nepohlavní generace, nepohlavní způsob rozmnožování (metageneze) je častější. Obecně u všech foraminifer platí, že nepohlavní generace má menší počáteční komůrku tzv. mikrosférickou, naopak pohlavní generace má počáteční komůrku větší nazývanou jako makrosférickou. (Pokorný 1954).

S ohledem k rozmanitosti ekologických nik se u foraminifer v průběhu jejich vývoje vyvinula celá řada způsobu obživy (pasení, filtrování suspenze, požívání substrátu, karnivorie, Přímé vstřebávání rozpuštěného organického uhlíku, symbióza a parazitismus). Hlavní roli při obstarávání potravy hrají pseudopodia, která mohou být s ohledem ke způsobu života různým způsobem uzpůsoben (Sen Gupta 1999).

2. 2. EKOLOGIE FORAMINIFER

Foraminifery uplatňují dva základní způsoby života: planktonický a bentický. Planktonické foraminifery žijí volně ve vodním sloupci, naopak bentické formy mohou žít přisedlým způsobem života (sesilně) a to zcela nepohyblivě nebo s omezeným pohybem (přesun na jiné stanoviště – reakce na ekologický stres), nebo naopak vagilně, kdy jsou schopné se aktivně pohybovat po dně či útesu. Co se týče do počtu druhů, převládají bentické formy zhruba v poměru 1:4 (Pokorný 1954).

2. 2. 1. Ekologické niky foraminifer

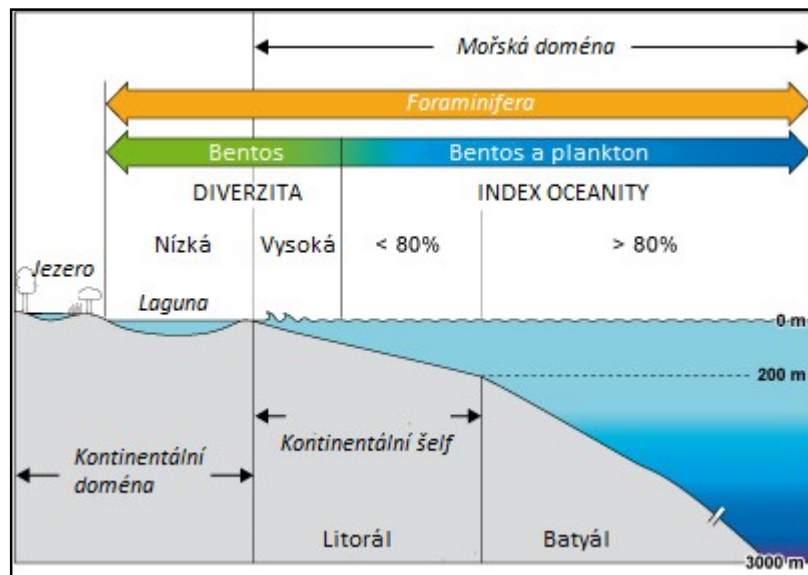
Každý organismus obývá určité spektrum ekologických nik, které jsou určující pro jejich život. Samotné podmínky se mohou v závislosti na míře specializace lišit. Obecně platí, že specializované druhy jsou vázané na stabilní podmínky prostředí, kde mohou maximálně uplatnit své adaptace, které jsou v důsledku pro daný specializovaný druh limitující. Při změně podmínek ekologické niky dochází k tomu, že specializované a lépe uzpůsobené druhy vymírají a naopak méně specializované přežívají (Townsend et al. 2010). U foraminifer tato zákonitost platí stejně.

Ekologické niky foraminifer můžeme rozdělit do třech mořských zón [Obr. č. 2]:

- 1) **Kontinentální šelf (litorál)** – spíše doménou bentických foraminifer, ale žijí zde i planktonické formy. Pro kontinentální šelfy jsou obecně charakteristické skupiny *Lagenida* a *Milionida* (s výjimkou některých druhů), jež se vyskytují spíše v mělkých teplých vodách, zatímco velké bentické formy jsou úzce vázané na tropické vody s maximální hloubkou 60 metrů (Sen Gupta 1999).
 - Pobřežní zóna (*Ammonia*, *Elphidium*, *Quinqueloculina*, atd.)
 - Zóna vnitřního části šelfu (*Discorbinella*, *Eponides*, *Lenticulina*, *Textularia*, atd.)

- Zóna střední část šelfu (*Amphicorina, Bigenerina, Lenticulina, atd.*)
 - Okraj šelfu (*Bolivina, Bulimina, Discorbis, Nodosaria, Uvigerina, Globigerina, atd.*)
- 2) **Batyál** – ekologická nika, kterou obývají bentické (*Epistominella, Nodosariidae, Pyrgo, atd.*) i planktonické (*Globigerina, Globigerinoides, Globorotalia*) foraminifery.
- 3) **Abysál** – převládají jednoduché aglutinované formy foraminifer.

Kromě mořského prostředí obývají některé skupiny foraminifer i brakické vody (*Alveolinella, Ammobaculites, Peneroplis, Trochommina*). Většinou se jedná o bentické formy.



[Obr. č. 2] Schématický obrázek vztahu indexu oceanity, diverzity a ekologických nik foraminifer (Bellier et al. 2010).

2. 2. 2. Index oceanity

Index oceanity [Obr. č. 2] je základní kvantitativní metoda určující vztah mezi počtem planktonických a celkovým počtem bentických a planktonických foraminifer (Gibson 1989):

$$I = P / P + B$$

(*P = celkový počet planktonických foraminifer v daném objemu sedimentu, B = celkový počet bentických foraminifer v daném objemu sedimentu*). Poměr mezi $P + B$ by měl být v rozmezí 100 – 300). (Gibson 1989)

Počet planktonických foraminifer se zvyšuje směrem od pobřeží na otevřené moře. U bentických forem je situace trochu složitější, ale v globálním měřítku platí, že nejvíce osidlované jsou litorální oblasti a okraje pevninských šelfů. Na základě indexu oceanity lze tedy vypočítat hloubku prostředí od litorálu po abysál (Gibson 1989).

Pro samotný výpočet poměru bentických a planktonických foraminifer se používají spíše velikostně menší foraminifery. Velké foraminifery se používají v globálním měřítku pro určení obecných zákonitostí bez detailní specifikace (teplotní rozhraní, obsah kyslíku atd.) (Bellier et al. 2010).

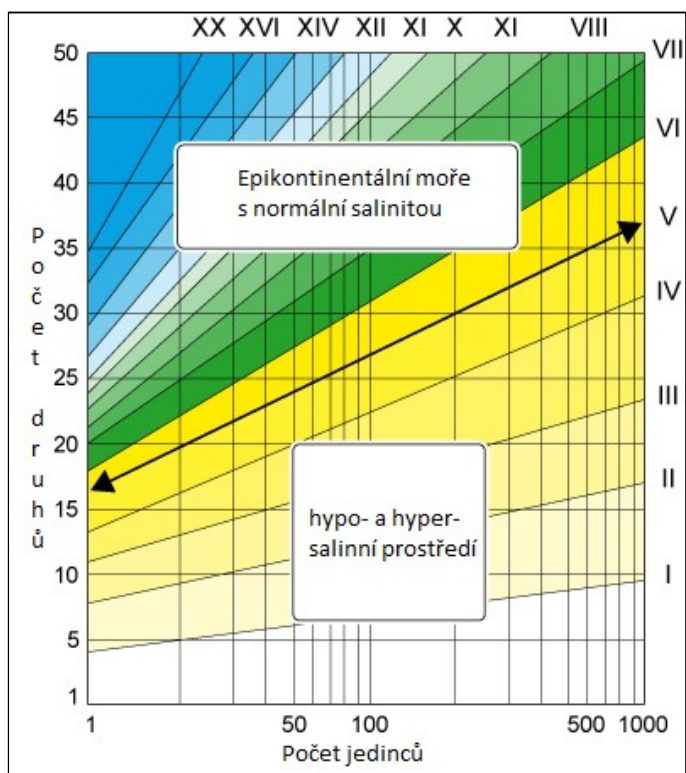
Dle provedených studií v současnosti žije zhruba 50% planktonických foraminifer v hloubkách 100 – 200m (hlubší patra šelfu), od hloubek nad 200m je zastoupení planktonických foraminifer 80%. Na základě těchto vztahů lze říct, zda se dané společenstvo nacházelo v lagunárním, šelfovém prostředí či na otevřeném moři (Bellier et al. 2010).

Podle Hottinger (2009) je poměr bentos-plankton v sedimentech spojen s životním cyklem planktonických foraminifer a hloubkou v níž probíhá reprodukce. Význam zahrnuje ztrátu trnů během sestupu do hlubších částí. Schránky se tak ukládají v místě opakované reprodukce, ne přímo v místě habitatu.

2. 2. 3. Index diverzity

Dalším důležitým ukazatelem, který nám může mnohé povědět o ekologických nikách foraminifer, je index diverzity. Index diverzity lze vypočítat na základě populace bentických foraminifer (Murray 1991). Lze tak vyjádřit rozmanitost v populaci, která je určena počtem jedinců a počtem druhů ve společenstvu [Obr. č. 3.].

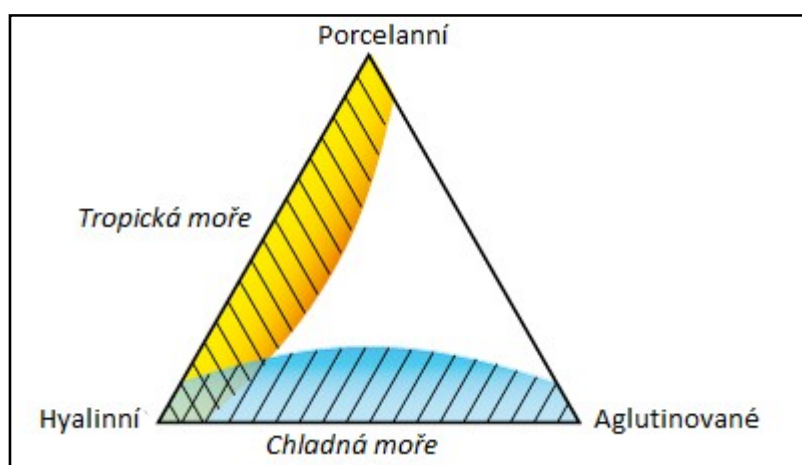
[Obr. č. 3]: Salinita na základě indexu diverzity. Osa diverzity (V) značí přechod mezi normální salinitou (33-37‰) a hypo- (< 33‰) nebo hypersalinitou (> 37‰.) (Murray 1991).



2. 2. 4. Triangulačním diagram fyzikálně-chemických podmínek

Fyzikálně-chemické podmínky jsou hlavním faktorem, který ovlivňuje život foraminifer. Na základě toho můžeme zpětně určit podmínky, ve kterých žily. Ideálním příkladem je k tomu triangulační diagram fyzikálně-chemických podmínek, který porovnává relativní podíl hyalinních, porcelaných a aglutinovaných

v litorální
(Murray 1991)



schránek
oblasti
[Obr. č. 4].

[Obr. č. 4]: Triangulační diagram biocenóz v litorální doméně (Murray 1991).

2. 2. 5. Biogeografické provincie

Na základě planktonických foraminifer můžeme rozlišit tzv. biogeografické provincie. Každá provincie má svůj teplotní interval a vymezenou zeměpisnou šířku (Bé et Tolderlund 1971; Hembelen et al. 1989):

- Tropická (1: 0 až 25 ° SŠ a 0 až 10 ° JŠ; 24 - 30 ° C)
- Subtropická (2: 25 až 40 ° SŠ a 10 až 30 ° JŠ; 18 - 24 ° C)
- Přechodná (3: 40 až 45 ° SŠ a 30 až 40 ° JŠ; 10 - 18 ° C)
- Subpolární (4: 45 až 60 ° SŠ a 40 až 50 ° JŠ; 5 - 10 ° C)
- Polární (5: 60 až 90 ° SŠ a 50 až 90 ° JŠ; 0 ° C - 5 ° C)

Toto vymezení se ovšem hodí pouze po kvartér a některá období kenozoika. Vdřívějších obdobích nemá teorie biogeografických provincií planktonických foraminifer příliš velký význam (Hart 2000).

2. 2. 6. Ekologická valence

Soubor všech ekologických valencí organismu definuje jeho ekologickou niku. Ekologická valence vyjadřuje schopnost organismů snášet určitý faktor prostředí, což může být v kontextu foraminifer teplota, salinita, hloubka, vzdálenost od pobřeží, substrát, prvkové složení a další faktory v podobě ekologických stresů (Townsend et al. 2010).

2. 2. 6. 1. Teplota

Teplota je pro foraminifery určující, stejně tak pro charakteristiku jejich společenstva. Foraminifery žijící ve studených a chladných vodách, jsou obvykle mnohem homogennější, což je způsobeno stabilními podmínkami chladných mořských proudů. Naopak teplomilná společenstva foraminifer jsou více heterogenní. Příkladem lze uvést některé vápnité formy (*Alveolinella*, *Amphistegina*), které žijí v oblasti korálových útesů, kde lokálně žijí vedle sebe dvě odlišná společenstva (Pokorný 1954).

Teplota je určující i pro typ schránky, kde dle [Obr č. 4] můžeme říct, že chladnomilná společenstva mají spíše schránky jednodušší a většinou aglutinované, naopak chladnomilná společenstva mají spíše schránky porcelánové, případně hyalinní (Pokorný 1954). Podobně tak velikost póru může být indikačním faktorem pro teplotu (Bé 1968).

Některé druhy žijí v symbióze s řasami, u foraminifer se sklovitou schránkou dochází k odrážení světla, proto musí obvykle žít v oblasti tropů či v mělkovodním prostředí. Naopak hyalinní schránky jsou v tomto ohledu variabilnější a jsou schopny se přizpůsobit i méně příhodným světelným podmínkám (Bellier et al. 2010).

2. 2. 6. 2. Salinita

Adaptace na salinitu je u foraminifer různá, některé druhy snáší výkyvy salinity dobře, některé naopak špatně. Obzvláště specializované druhy mají poměrně úzký salinitní interval, což může v důsledku působit jako stresový faktor, se kterým se musí organismus vyrovnat. Reakce na změnu salinity mohou být různé od deformace schránek, ztrátu reprodukce až trpasličí vzrůst. (Murray 2006; Martin 2000).

2. 2. 6. 3. Hloubka a vzdálenost od pobřeží

Podobně jako teplota nebo salinita, tak i hloubka a vzdálenost hrají zásadní roli. Obecně můžeme říct, že bentické formy jsou spíše mělkovodní, naopak planktonické spíše hlubokovodní, respektive jejich počet roste se vzdáleností od litorálu. U asymetrických trochospirálních forem můžeme pozorovat zploštění schránky se zvyšující se hloubkou. Také lze hledat spojitost mezi hloubkou a zdobením, kdy mělkovodní druhy mají často různé formy trnů a ostnů, aby nedocházelo k poškození schránky (Bellier et al. 2010).

Bentické formy, které žijí v oblasti se silným vlněním, můžeme pozorovat silnější vápnité schránky, než u forem žijících ve vyšších hloubkách. Podobně tomu tak je u planktonických forem, které si vytvořily ostny, díky kterým jsou méně zranitelné v pobřežních vodách nebo u hladiny (Bellier et al. 2010).

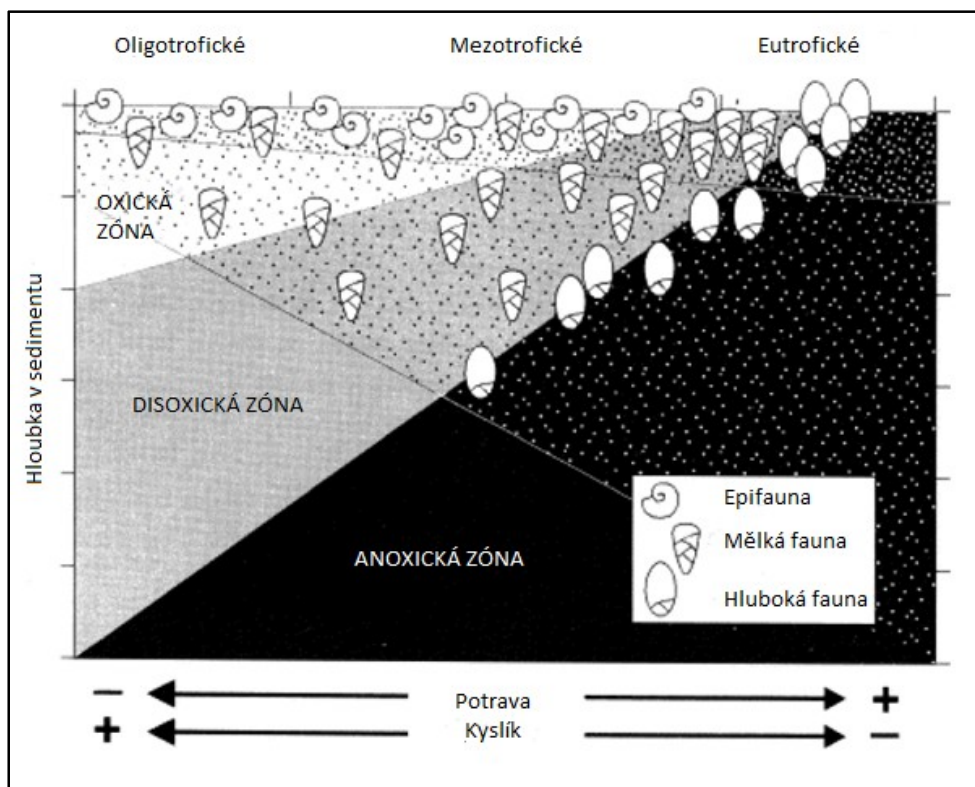
2. 2. 6. 4. Substrát

Substrát je významný hlavně pro bentické foraminifery, které mohou žít na jeho povrchu (epifauna), částečně zahrabané (semi-infauna) nebo v substrátu (infauna) (Murray 2006). Samotný substrát je pro bentické foraminifery velmi důležitý, poněvadž zrnitost, anoxie, dostupnost materiálu na tvorbu schránky či obsah dusíku jsou limitující. Na základě tvaru můžeme poznat, jak foraminifera žila. Sférické nebo lentikulární tvary schránek indikují život na povrchu substrátu, naopak vřetenovité tvary jsou typické pro zahrabané formy bentických foraminifer.

2. 2. 6. 5. Prvkové složení

Prvkové složení vody může být pro řadu druhů foraminifer limitující, obzvláště co se týká obsahu kyslíku ve vodě a v substrátu. Na základě toho lze i u foraminifer určit v jakých oxidačních podmínkách jsou schopné přežít [Obr. č. 5]. Důsledek nedostatku kyslíku může být menší vzrůst, deformace nebo smrt (Jorissen et al. 1995).

Kromě kyslíku může hrát roli i obsah hořčák [Kap. 2. 1.] a obsah těžkých kovů, které mohou být pro organismus toxické, způsobit smrti či různé formy mutací (Lidz 2002).

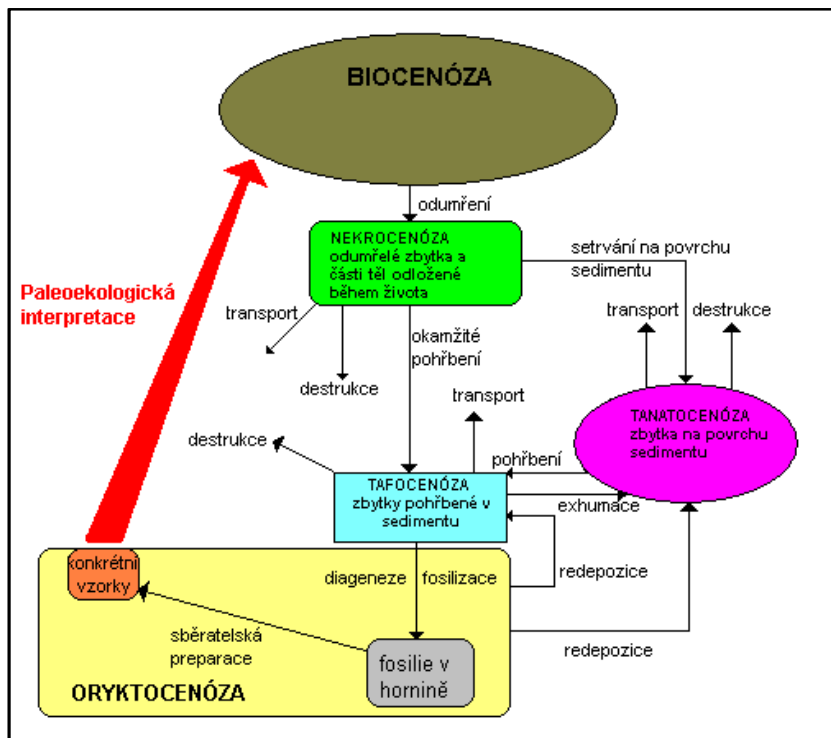


[Obr. č. 5]: TROX model vertikální distribuce foraminifer v sedimentu na základě obsahu potravy a obsahu kyslíku (Jorissen et al., 1995).

2. 3. POSTMORTÁLNÍ TRANSPORT

První fází před samotným transportem je uhynutí organismu, odborně se tento stav nazývá jako antemortální a je ovlivněn právě ekologickou valencí. Než se organismus začne transportovat, dojde k procesu rozkladu organických částí – nekrolýze. První fází je postmortální predipoziční stav, což je uspořádání a rozmístění fosilií v sedimentu, je to časový úsek mezi smrtí organismu a samotným pohřbením v sedimentu. Pozůstatky po organismu se mohou uložit hned, nebo může dojít k přepracování. Následně dochází k pohřbení a často k diagenézi, díky čemuž se například schránky organismů jako jsou foraminifery, dostanou do fosilního záznamu. Diagenéze se v tafonomii označuje také jako postmortální postdepoziční stav (Pokorný et al. 1992).

Celý proces od smrti organismu až po jeho vytrídění popisuje tzv. tafonomický cyklus [Obr. č. 6].



[Obr. č. 6]: Tafonomický cyklus (dle Pokorného et al. 1992).

Poté, co organismus odumře a stane se součástí nekrocenózy, dochází k postupnému nahromadění různých tělesných zbytků, v případě foraminifer schránek, které se v mořském prostředí, ale i mimo něj chovají jako specifické částice. Schránky se postupně hromadí se zbytky jiných organismů a stává se z nich tanatocenóza, jež může být ochuzená o některá společenstva, a to díky transportování lehčích částic, což mohou být třeba planktoničtí juvenilní jedinci foraminifer, které odchází ze společenstva jako částice nesené v suspenzi (Holcová, ústní sdělení). Ochuzená tanatocenóza se pohřbením stává tafocenózou. Ta je opět ochuzena o méně odolné částice (nevydrží procesy fosilizace). Tafocenóza může obsahovat i redeponované starší zbytky (případně schránky), které mohou být naváty z původně jiných míst. V průběhu diageneze se tafocenóza změní v oryktocenózu (může dojít k dalšímu vytrídění společenstva) (Pokorný et al. 1992).

Oryktocenóza je ovlivněna řadou faktorů:

- 1) **Proces rozkladu** – působí na výsledné zachování fosilií.
- 2) **Destruktivní tafonomické procesy** – soubor procesu, které mohou doprovázet tafonomický cyklus. Pro foraminifery jsou nejzásadnější tyto procesy:
 - **Abraze** – obrušování a ohlazování schránek.
 - **(Bio)eroze** – obecně eroze, ať už vlivem prostředí nebo organismů může zásadně poškodit schránku.
 - **Koroze a chemické rozpouštění** – obvykle vázáno na kyselá prostředí, kterým pro schránky foraminifer může být i sladká voda.
- 3) **Diageneze** – dochází ke zpevnění sedimentu vlivem tlaku horních vrstev sedimentu, s hloubkou tento tlak roste, tudíž dochází ke zpevnění rychleji, což může způsobit deformaci schránky (Brett, Baird, Speyer 1986). Deformace je ovlivněna hloubkou pohřbení, složením sedimentu, morfologií a odolností schránek, orientací schránek vůči sedimentárním vrstvám, dutinám a charakteru diageneze.

S tím souvisí existence tzv. tafofacií definujících fosilní zbytky na základě podobnosti a shodnosti, což nám umožňuje interpretovat biostratigrafii a diagenezi v různých prostředích. (Brett, Baird, Speyer 1986).

2. 3. 1. Způsoby transportu

- 1) **Difuze** – uplatňuje se pouze u velmi malých schránek či ulomených částí
- 2) **Suspenze** – schránky bentických organismů se dostávají do vznosu a jsou transportované povrchovými proudy spolu s planktonem (Murray 1965). Takto transportované schránky jsou drobné a tenkostěnné. Transport může být poměrně dlouhý v závislosti na prostředí, důležitá je především přítomnost nějakého silného proděnění způsobeného například bouří, tsunami atd. Na dně zůstávají vyvátá společenstva, která neobsahují drobné formy, nejsou však mechanicky poškozené, tak jako schránky transportované v trakci (Holcová 1996). Pro transport v suspenzi je typický „upwelling“.
- 3) **Saltace** – na souši způsobena větrem, v mořském mělkovodním prostředí proudy. Saltací se přemisťují takové schránky, jež nedokáže proud, či vítr vznést, nebo naopak nejsou dostatečně těžké, aby se pohybovaly v trakci. V závislosti na délce transportu mohou mít různý stupeň opotřebení. V kontinentálních sedimentech nacházíme schránky foraminifer například ve spraších.
- 4) **Trakce** – při trakci dochází k vytržení schránek a zůstávají pouze deformované, hrubostěnné formy. Transport nebývá dlouhý a schránky zůstávají obvykle v podobném prostředí.

- 5) **Transport turbiditními proudy** – společenstva jsou dobře zachovaná, často nemusí být ani vytríděná, velikostní rozmezí odpovídá zrnitosti sedimentu.

Na základě schránek foraminifer lze dokládat i cykličnost transgresně-regresních cyklů, jak ve své práci uvádí Holcová (1999). Společenstva foraminifer a transport sedimentárních vrstev v litorální oblasti jsou vázány na pohyby mořské hladiny. Na základě hojnosti foraminifer [Tab. č. 1], poměru planktonických a bentických forem, epi- či infaunických druhů bentických foraminifer [Tab. č. 2] a na celkové diverzitě lze určit o jakou fázi zdvihu hladiny moří/oceánu se jedná.

| Faktor | Zdvih hladiny | Pokles hladiny |
|-----------------------------|-----------------------|----------------------|
| Diverzita | Vyšší | Nižší |
| Hojnost společenstva | Vyšší | Nižší |
| Změna morfotypů | Častěji masivní formy | Specializované formy |

[Tab. č. 1]: (A) Vliv transgresně-regresních cyklů na podobu společenstva foraminifer (Zpracováno dle práce Holcové 1999).

| Faktor | Následek |
|---------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| Přepracování schránek | Může indikovat sekvenční hranici nebo zdvih hladiny. |
| Epifauna x infauna (poměr) | Doklad cyklických změn. |
| Podobné složení schránek | Odráží stabilní prostředí (obvykle během transgresního cyklu) |
| Mělkovodní x hlubkovodní formy | Hlubší facie mohou indikovat zdvih hladiny. |

[Tab. č. 2]: (B) Vliv transgresně-regresních cyklů na podobu společenstva foraminifer (Zpracováno dle práce Holcové 1999).

3] TEMPESTITY

Bouřkové sedimenty – tempestity; jsou písčité sedimenty vázané na svrchní a střední části pevninských šelfů, kde je sedimentace řízena povrchovými proudy a vlněním (Allen 1982; Johnson et Baldwin 1986; Morton 1988; Nummedal 1991). Samotné tempestity vznikají během silných bouří, jako jsou tropické cyklóny. Postup těchto bouří je ovlivňován Coriolisovou silou a tedy povrchovými oceánskými proudy. Jiným typem bouří, při kterých dochází ke vzniku tempestitů, jsou mimotropické cyklóny. Ty se liší od tropických cyklón stabilitou a konzistencí ve směru trajektorie celé fronty. Kromě tropických cyklón jako jsou hurikány a mimotropických cyklón, mohou být pro vznik tempestitů klíčové i monzuny a s nimi spojené vytrvalé srážky (Einsele 1992).

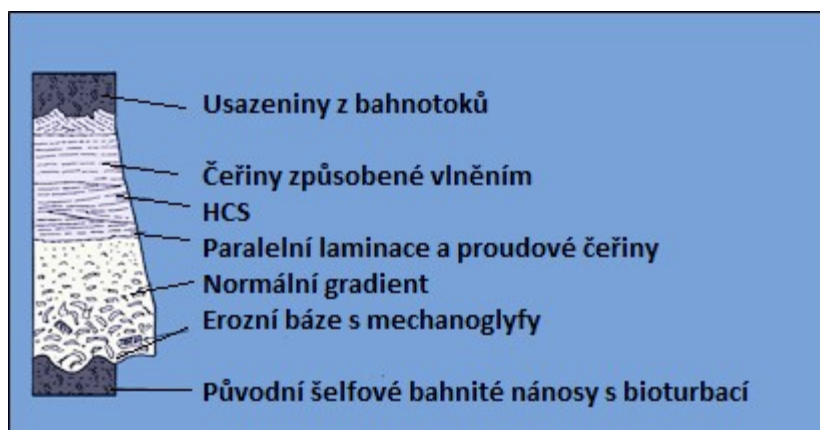
V období spodního bádenu se karpatská předhlubeň nacházela v subtropickém pásu. Klimaticky bychom toto území mohli přirovnat k oblasti Středozemního moře. Během roku jsou srážky a bouře intenzivnější v zimě, v létě jsou bouřky spíše nárazové s různou intenzitou, což mohlo existovat i v oblasti Centrální Paratethydy, vzhledem k faktu, že v relativní blízkosti studované oblasti existovaly sopky, které mohly mít značný vliv na mikroklima daného místa (aerosolové částice, výbuchy plynů atd.).

3. 1. SEDIMENTÁRNÍ STRUKTURA TEMPESTITŮ

Fosilní pobřeží se vyznačují pozvolným přechodem od pískových sedimentů přes prachovce k jíílům. Tempestity jsou zvláštním členem v tomto přechodu, obecně je tvoří hrubší uloženiny z náhlých přívalových dešťů, které střídají jemné vrstvy vytríděného materiálu. Méně často mohou být nabohaceny siliciklastiky nebo karbonáty.

Sedimentární strukturu tempestitů si můžeme rozdělit do šesti částí [Obr. č. 7]. Bazální vrstvu tvoří bahnitá pelity se silnou bioturbací a oscilační a interferenční čeřiny. Na tuto vrstvu nasedá erozní báze s různými typy mechanoglyfů (nerovnosti a stopy na bazálních vrstevních plochách způsobené mechanickým pohybem) a bioturbací. Následuje vrstva vytríděných bazálních písků a klastik přecházejících v paralelní laminaci a tvorbu proudových čeřin křížového zvrstvení. Na ně nasedá tzv. hřbítkové souvrství (Hummocky cross-stratification = HCS), které se ukládá pod nízkým úhlem. Předposledním členem sedimentární struktury tempestitů jsou čeřiny způsobené vlněním, které mohou být uloženy i ve formě křížového zvrstvení. Poslední část sedimentární struktury tempestitů tvoří redeponovaný materiál z vyšších partií šelfu (Einsele 1992).

Samotná struktura tempestitů se může částečně lišit, tudíž není vždy úplně lehké tempestity určit a to nejen díky komplikovanému vzniku, ale také z důvodu podobnosti s turbidity či seismicity (Myrow, Fischer et Goodge 2002).



[Obr. č. 7]: Schématický obrázek idealizované struktury u tempestitů (upraveno dle Einsele 1998).

3. 2. TEMPESTITY x TURBIDITY

Sedimentární depozice a přepracování bouřkových uloženin bývá často spojováno s turbiditními proudy. V jistých ohledech se právě vznik turbiditů podobá vzniku tempestitů, nicméně jsou zde určité rozdíly, které jednotlivé procesy od sebe odlišují. Tempestity vznikají výhradně při mořských bouřích, kdy dochází k přepracování pobřežního a šelfového materiálu, což byl právě případ vrtu Hrušovany – prostředí je možné interpretovat ze složení foraminiferové fauny (Holcová – ústní sdělení).

Zda, vznikne tempestit nebo ne, je dáno hlavně převládajícím prouděním a vlněním v pobřežní oblasti. Naopak turbidity vznikají povětšinou v důsledku náhlého přesunu sedimentů na okraji šelfu, kdy tíhová síla sedimentů (= gravitace) převyší schopnost svahu udržet sedimenty na místě, proto dojde k uvolnění tlaku a následnému poměrně bouřlivému přesunu sedimentů. K samotnému přesunu turbiditů nemusí dojít pouze vlivem mořských bouří, ale také při zemětřesení nebo následkem jiných katastrof (Myrow et Southard 1996).

Tempestity a turbidity jsou produkty specifických událostí [Tab. č. 3], čím větší jsou, tím jsou zpravidla v čase méně četnější. Stěžením studie vzniku tempestitů a turbiditů v geologické minulosti je situace, kdy příliš významné klimatické nebo geologické události překryjí nebo zcela odstraní starší části sedimentární záznamu (Myrow 1992a).

Samotné cykly vzniku tempestitů nebo turbiditů jsou prakticky neperiodické, protože je v sedimentárním sledu vidíme nahodile s různou mocností. Jednotlivé cykly jsou také spojené s určitým režimem ukládání, odborně tyto procesy nazýváme jako autocyklické (Einsele et al. 1991).

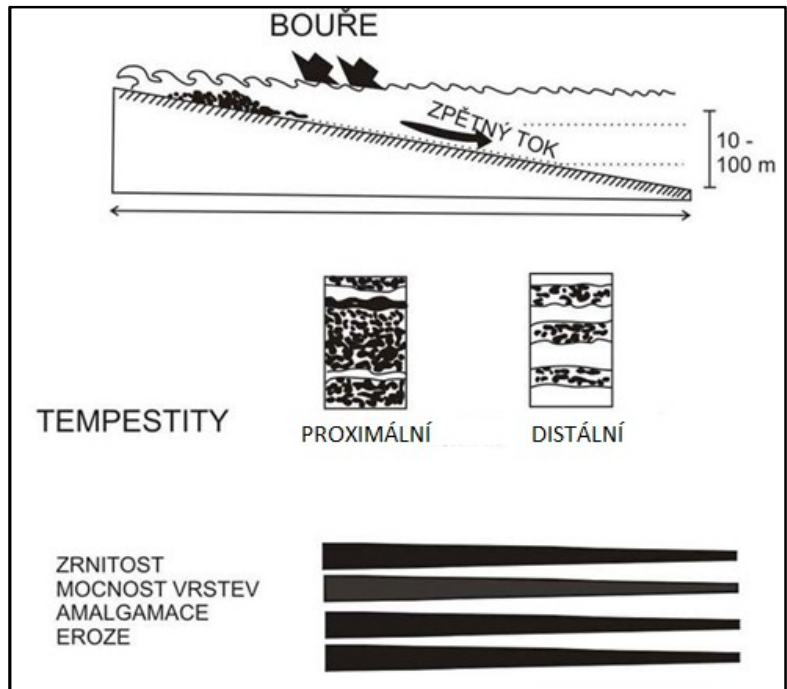
Sedimentární cykly tempestitů a turbiditů tvoří jednotlivé sedimentární vrstvy, které se směrem do nadloží střídají ve formě symetrických a asymetrických sekvencí. Nutno je ovšem zohlednit i kompletnost samotných cyklů, u nichž je hlavním faktorem intenzita eroze. Pokud nedocházelo k ukládání a převládala alespoň minimálně eroze, projeví se v sedimentárním záznamu tato událost hiátem. Cykličnost procesů generuje jistou posloupnost jednotlivých cyklů v závislosti na ukládání dílčích vrstev (Einsele et al. 1991).

| | Tempestity | Turbidity | |
|-------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| Sedimentární struktury | Čeřiny | Běžné (rozdíl od distálních typů) | Chybí |
| | Proudové čeřiny a proudové čeřiny u dna | Méně než u turbiditů nebo zcela vůbec | Běžné |
| | Zvlněná laminace | Vzácně | Běžně |
| | HCS (hřbítkové zvrstvení) | Běžné | Chybí |
| | „Vlečené masy – koberce“ s inverzním tříděním | Chybí | Běžné |
| | Mechanoglyfy | Obousměrné s různými formami otisků a stop | Jednosměrné |
| | Bahna s bentickou faunou | Mělkovodní fauna lišící se konzistencí | Hlubokovodní fauna |
| Biofacie | Alochtonní fosílie během eventových událostí | Pouze mělkovodní druhy | Mělkovodní i hlubokovodní |
| | Autochtonní post-eventová fauna a bioturbace | Fauna podobná pre-eventové fauně (v případě podobného substrátu) | Epizodická kolonizace specifickou faunou vrací se zpět k původnímu zastoupení |
| | Amalgamace | Velmi častá a zřetelná, včetně „zrání“ sedimentu | Méně častá, bez efektu „zrání“ |
| Stratigrafie | Konzistence vrstev | Většinou omezena | Často velký rozsah |
| | Mocnost sekvencí | Spojeno s mělkovodním prostředím - limitováno | Poměrně mocné, vázané na hlubokovodní prostředí |

[Tab. č. 3]: Obecná tabulka rozdílnosti ve stratigrafii u tempestitů a turbiditů (upraveno dle Einsele et al. 1991).

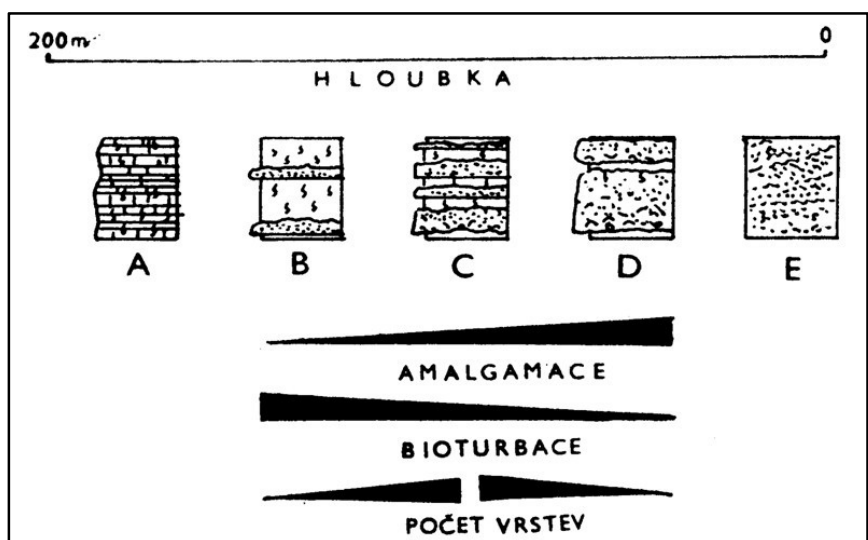
K problému se správnou interpretací tempestitů může dojít v případě, že se změní bouřková suspenze v turbiditní proud. Z tohoto hlediska se turbidity někdy dělí na proximální, které se ukládají v hloubkách 5 – 30m nebo naopak distální 30 – 100m [Obr. č. 8]. Proximální se tvoří obvykle v místě,

kde vlnění eroduje sediment, jsou v něm hrubá rezidua a hřbítkové zvrstvení je překryto píský. Při každé další bouři se eroduje jemnější písek, což může mít za následek amalgamaci vrstev (Kukal 1986).



[Obr. č. 8]: Model tempestitové sedimentace. Se zvětšující se hloubkou, klesající proximalitou a rostoucí distalitou se sedimenty zjemňují, klesá počet hrubších poloh, amalgamace pískových poloh je méně intenzivní, klesá množství erozivních znaků (Kukal 1986).

Pro jasnější představu poukazuje Kukal (1986) na závislost sedimentace na hloubce, čímž také dokládá jistou změnu v ukládání bouřkových sedimentů [Obr. č. 9].



[Obr. č. 9]: Různé vývoje tempestitů podle hloubky pánve a množství bouřek. A – převážně karbonátové tempestity v hlubších částech šelfu bez většího vlivu bouří, eroze se příliš neuplatňuje, B – pod dosahem bouřkového vlnění, uplatňují se hlavně proudy, C-D – typické

tempestity hloubek mezi 10 a 30 m, velmi hojná eroze, u D silnější amalgamace pískovcových vrstev vlivem mohutnější eroze jemnějších sedimentů, E – mělká voda, valy a hráze, rychlé přemísťování sedimentů (Kukal 1986).

3. 3. HCS (Hummocky cross-stratification) – HŘBÍTKOVÉ ZVRSTVENÍ

Jedná se o sedimentární pískovcové struktury s formou křížového uložení formovaného silnými bouřemi, jako jsou třeba hurikány. Hřbítkové zvrstvení se nachází v jemných píscích, u kterých jsou typické vápnité vrstvičky s bohatou bioturbací. Zvrstvení je typické spíše pro mělkovodní prostředí, kdy dochází k ovlivnění, jak vlněním, tak povrchovými proudy. Hřbítkové zvrstvení má kruhový až eliptický (s protáhlou vlnovou délkou 1 – 5 m) tvar s nízkou výškou (desítky centimetrů). Laminace hřbítkového zvrstvení probíhá pod nízkým úhlem, ovšem se vzrůstajícím zakřivením. V sedimentech mohou tvořit až 3 cm mocné vrstvy, kde pohyb částic kolísá mezi 40 – 100 cm /s. Samotná struktura je tvořena hlavně kombinací jednosměrných a oscilačních proudů, které jsou generovány poměrně silnými mořskými bouřemi (Surlyk et Noe-Nygaard 1986).

V průběhu geologické minulosti můžeme ze sedimentárního záznamu zaznamenávat hřbítkové zvrstvení vytvořené, jak hurikány, tak zimními bouřemi (Duke 1982a). Dle provedených studií (Duke 1985) bylo 73% hřbítkové zvrstvení vytvořeno hurikány, zbylá část patřila zimním bouřím v oblasti tehdejších středních zeměpisných šířek. Pokud bychom srovnávali klimatické podmínky během mezozoika a paleogénu, byl by počet hřbítkových zvrstvení tvořených tropickými bouřemi zhruba 79%. V ostatních geologických obdobích včetně neogénu bylo zastoupení hřbítkového zvrstvení generovaného tropickými bouřemi přibližně v 69%. Navzdory těmto závěrům jsou zimní bouře považované za efektivnější při tvorbě hřbítkového zvrstvení, přestože paleogeografická distribuce tomu neodpovídá (Marsaglia et Klein 1983; Swift et al. 1983). Podmínky vzniku hřbítkového zvrstvení během tropických cyklón jsou úzce vázány na oscilační a všesměrné proudění, v případě zimních bouří dominují jednosměrné spodní proudy.

Duke (1985) a někteří další autoři předpokládají, že v geologické minulosti (podobně jako dnes) existoval pás výskytu tropických bouří, který se rozšiřoval v závislosti na klimatu, v teplejších obdobích byl širší, naopak v chladnějších obdobích užší. V mírných zeměpisných šířkách severní polokoule dominovaly zimní bouře, jejichž výskyt během neglaciálních období indikuje existenci chladného proudění způsobeného pevninským zaledněním.

Kromě ryze mořského hřbítkového zvrstvení existují také lakustrinní, které vzniká v důsledku putující zvlněné fronty, která může přinášet bleskové povodně a vytrvalé deště se silnou unášecí schopností (Walker et al. 1981).

3. 4. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ TEMPESTITY

Vznik tempestitů je ovlivňován mnoha faktory. Ať už samotným prostředím, ve kterém vzniká, tak klimatickými podmínkami, které jsou pro vznik určující. Kromě těchto důležitých faktorů, jsou pro tempestity důležité tři základní fyzikální veličiny:

- 1) Hmotnost sedimentu – tíhová síla sedimentu
- 2) Dynamika
- 3) Rovnováha sil

3. 4. 1. Tíhová síla sedimentu

Tíhová síla sedimentu je důležitá ze třech základních důvodů:

- 1) Sediment se koncentruje během vrcholící bouře, kdy se hmotnost sedimentu zvyšuje až k 1000 mg/l, čímž dochází k přetížení svahu a následnému transportu na větší vzdálenosti směrem od proximální k distální části šelfu (Madsen et al. 1993).
- 2) Dalším důvodem, který souvisí s tektonickými pohyby a klimatickými podmínkami je přesun sedimentu během katastrofických událostí (říční povodně, zemětřesení), kdy díky působení gravitace dochází k přesunu terestrického materiálu (Myrow et Southard 1996).
- 3) Sklon kontinentálního šelfu může být určující pro vznik tempestitů a to v souvislosti s eustatickými zdvihy hladiny oceánů (Myrow et Southard 1996).

3. 4. 2. Dynamika

Základním určujícím faktorem pro vznik vlnění a povrchových proudů na hladině oceánů jsou větrné podmínky doprovázející silné tropické nebo mimotropické bouře (v závislosti na klimatickém pásu). Samotné proudy jsou ovlivňovány Coriolisovou silou a tzv. Ekmanovou spirálou, které určuje směr mořských proudů na základě rozložení pevniny, tvaru pobřeží, reliéfu mořského dna, díky tomu se na severní polokouli povrchové proudy uchylují na hladině o 45° doprava a pohybují se zhruba 1,5% rychlosti větru. Tato rychlost není v celém vodním sloupci konstantní a s hloubkou klesá, až se nakonec zcela zastaví. U epikontinentálních moří může docházet k pohybu napříč celým vodním sloupcem. Dle teorie Ekmanovy spirály dochází v určité hloubce dokonce k protipohybu, kdy se proud pohybuje proti směru větru. Nejvíce se efekt Ekmanovy spirály projevuje v zónách pasátového proudění (Myrow et Southard 1996).

Pokud zanedbáme teplotu a salinitu vody, lze během bouře vodní sloupec rozdělit do třech vrstev:

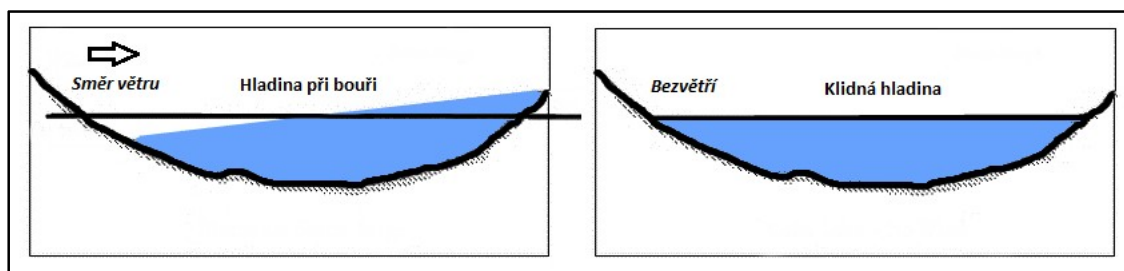
- 1) Svrchní turbulentní vrstva
- 2) Střední proudová vrstva
- 3) Spodní hraniční vrstva

Svrchní turbulentní vrstva je ovlivňována povrchoým prouděním a silou větru. Geostrofické středové proudy se pohybují paralelně k izobátám a vyvíjí se střížní pohyb na dně oceánu, což způsobuje spodní hraniční vrstvu. Vliv spodního tření na rovnováhu sil vytváří určitý sklon šelfu. Spodní hraniční vrstva vytváří vlnění a proudění (Cacchione et Drake 1990).

3. 4. 3. Rovnováha sil

Kromě dynamiky a tíhové síly sedimentu je důležitá celková rovnováha sil. Všechny bouřkové modely vzniku a sedimentace bouřkových sedimentů – tempestitů jsou závislé na jednom nebo více bouřkových procesech. Pro samotné procesy je tedy důležitá rovnováha mezi následujícími silami:

- 1) **Tlakový gradient pobřeží** způsobující pohyb hladiny vody (činnost větru). Význam tlakového gradientu závisí na velikosti zdvihajícího se pobřeží, jež přímo souvisí s intenzitou, orientací k pobřeží a průběhu bouřkových větru, podobně jako s geomorfologií pobřeží a samotného šelfu [Obr. č. 10].



[Obr. č. 10]: Schéma chování vodní hladiny v průběhu bouře a při bezvětří (Einsele, 1998).

- 2) **Coriolisova síla** působící kolmo ve směru pohybu vodní masy.
- 3) **Třecí síla dna**, která působí v protisměru pohybu vody.
- 4) **Tíhová síla sedimentu** je dána přetížením na hmotnostní jednotku sedimentu v suspenzi (relativně k čisté vodě) a sklonem dna.

Coriolisova síla a třecí síla závisí na rychlosti. Zatímco Coriolisova síla roste se silou rychlosti (s první mocninou), tak třecí síla roste přibližně s druhou mocninou. Důležité je ovšem poznamenat, že při slabém proudění s nízkou hnací silou (tlakový gradient a tíhová síla) bude třecí síla s ohledem k Coriolisově síle menší, než u silných proudů, kde je hnací síla daleko větší, tím pádem vzroste i třecí síla, která převýší Coriolisovu sílu. Silnější proudy se budou pohybovat pod větším úhlem než ty malé – platí u pobřeží (Myrow et Southard 1996).

3. 5. MODELY VZNIKU BOUŘKOVÝCH ULOŽENIN

První modely usazování bouřkových vrstev jsou odvozeny od sedimentárně podobných turbiditních proudů, kde hlavním hnací silou je vlastní hmotnost sedimentu – tíhová síla sedimentu (Hamblin et Walker 1979; Wright et Walker 1981; Leckie et Walker 1982; Walker 1984). Přesun velkého množství materiálu indikuje sedimentaci na velké vzdálenosti od pobřežní linie, stejně jako převládající kolmý směr (Leckie and Krystinik 1989). Pokud by tento model platil pro usazování bouřkových sedimentů, patrně by tempestitové vrstvy byly velmi úzce vázané na extrémní projevy počasí s periodou desítky až tisíce let. Získané záznamy (podle Walker 1984; Brenchley 1985; Leckie et Krystinik 1989) ukazují, že v minulosti docházelo k transportu turbiditních proudů obohacených o bouřkové písky na více než 100 km od pobřeží při rychlosti vyšší než 1 m/s. Samotné výsledky některých autorů ukazují, že tempestitové vrstvy vznikají při silně jednosměrně – dominantních proudech (Walker 1984).

Tento pohled na ukládání bouřkových vrstev byl posléze kritizován, poněvadž dle současných studií oceánografů jsou mořské bouře vytvářeny díky geostrofickým spodním proudům (Swift et al. 1986; Snedden et al. 1988), které se formují z proudů tvořených tlakovými gradienty v kombinaci se sestupy a zdvihy vodní masy, které jsou odkloněny téměř paralelním směrem k pobřeží, jakožto důsledek působení Coriolisovy síly.

S tím souvisí vysvětlení dvou základních faktů, které v zásadě vyvrací spojitost tempestitů a geostrofických proudů:

- 1) Existuje pouze několik málo příkladů, kdy paleoproudy v tempestitech byly orientované paralelně k pobřeží (Nottvedt et Kreisa 1987; Snedden et Swift 1991; Winn 1991).
- 2) Neschopnost rychle transportovat sediment ve větších vzdálenostech od pobřeží (Myrow et Southard 1996).

Duke (Duke 1990, Duke et al. 1991) přichází s vysvětlením, že bouřkové vrstvy byly zformovány podobným způsobem, jako k tomu dochází dnes a to působením kombinovaného proudění, kdy bouřkové vlnění je částečně překryto geostrofickými proudy s nízkým sklonem k pobřeží. Podle tohoto modelu by paleoproudové indikátory reflektovaly směr maximálního okamžitého střížného

pohybu v mezní vrstvě vytvořené oscilačními procesy kombinovaných proudů (Davies et al. 1988; Snedden et al. 1988; Cacchione a Drake 1990; Cacchione et al. 1994).

Neočekávaný výskyt a zrnitost materiálu napovídá o důležitosti kombinovaných proudů, které jsou klíčové při usazování bouřkových vrstev, především pak při sedimentaci hřbítkového zvrstvení = HCS (Myrow a Southard 1996).

První práce (Arnott et Southard 1990) a zrnitostní analýza (Cheel 1991) poukazuje na to, že hřbítkové zvrstvení je formováno čistě oscilačními nebo oscilačně – dominantními kombinovanými proudy. To vyžaduje silné bouře, které dokáží transportovat velké množství materiálu na velkou vzdálenost a napříč šelfem, poté musí dojít k usazení písku vlivem již zmíněných oscilačních nebo oscilačně – dominantních kombinovaných proudů (Myrow et Southard 1996).

Pokud bychom na vznik tempestitů pohlíželi jako na jednorázovou událost, potom by byl transport kombinovanými proudy přes šelf způsoben jednotlivými vlnami nesoucími sediment směrem od pobřeží. V takové situaci je střížný pohyb větší během fáze oscilace vlnových cyklů směrem od pobřeží, odkud také pochází zdrojový materiál. (Cacchione et al. 1994).

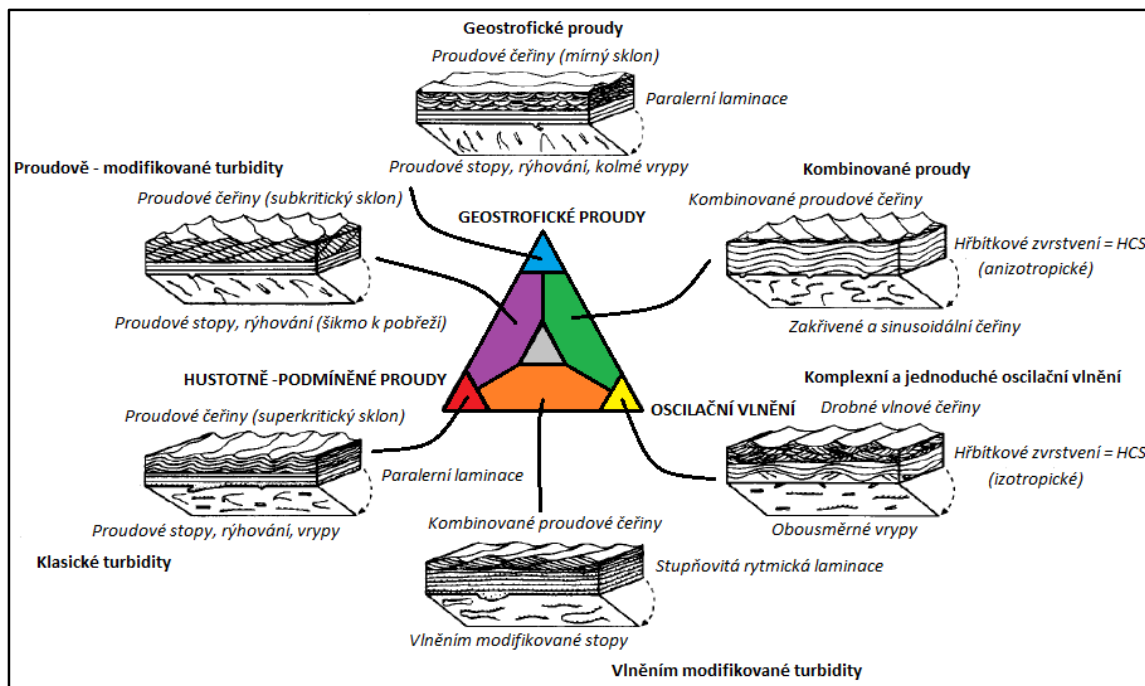
Usazování mocných vrstev s izotropickým hřbítkovým zvrstvením je těžko vysvětlitelné nějakým mechanismem. Hřbítkové zvrstvení vyžaduje rychlé uložení velkého množství písku, tak aby byl transportován do místa uložení, pravděpodobně s jednosměrným prouděním, a následujícím rychlým zpomalením jednosměrného proudění, tak aby došlo k přepracování sedimentů v suspenzi komplexními oscilačními proudy nebo oscilačně – dominantními kombinovanými proudy (Myrow et Southard 1996).

3. 6. VRSTEVNÍ STOPY A NEROVNOSTI - MECHANOGLYFY

Hydrodynamická interpretace mechanoglyfů je primárně důležitá pro rekonstrukci procesů sedimentárního transportu na šelfech. Mnoho mechanoglyfů se na vrstvách tempestitů jeví jako lineární rýhy, proudové čeřiny, stopy či vtisky. Tyto nerovnostní vrstevních ploch mohou posloužit jako indikátory proudění a tak říci, zda v daném místě doházelo spíše k vlnění nebo kombinaci proudových složek (Benton et Gray 1981; Bloos 1976; Duke 1990).

Martel a Gibling (1994) a Beukes (1996) tvrdí, že některé mechanoglyfy se projevují ve svrchních vrstvách usazených tempestitů s dominantně – kombinovanými proudy. Těžko lze ovšem říct, zda lze tyto stopy na vrstevních plochách brát jako klíčové nebo jako běžnou součást sedimentárního záznamu. Mořské bouře ovšem umožňují široké spektrum určitých iniciálních podmínek, které mohou právě vést k tvorbě mechanoglyfů. Hlavními faktory jsou rychlost proudění, orientace a proudové podmínky (Myrow et Southard 1996).

V souvislosti s proudovými podmínkami pro vznik tempestitů se někdy hovoří o tzv. problému erozního okna, který vychází ze střížného pohybu během proudění od pevniny nebo k pevnině, kdy je důležité, aby vlnění překročilo určitou kritickou hodnotu a došlo k disbalanci jednotlivých proudových sil (Duke 1990; Duke et al. 1991).



[Obr. č. 11]: Schématický model vzniku vrstevních stop v závislosti na rozdílných bouřkových procesech. Každý roh triangulačního diagramu náleží jednomu z hlavních procesů (hustotně-podmíněné proudy, oscilační vlnění a geostrofické proudění), (upraveno dle Myrow et Southard 1991).

Čistě hustotně – podmíněné proudy reprezentují hlavně turbiditní proudy [Obr. č. 11 – klasické turbidity] – vyskytující se na mírných kontinentálních šelfech, kam přichází velké množství sedimentů. Neindikují přímo bouřkové podmínky, spíše jako katastrofické události v podobě splachu z povodní. Za určitých okolností může vlivem oscilačního vlnění dojít k změně charakteru turbiditů [Obr. č. 11].

Směrem k oscilačnímu vlnění dochází k tvorbě izotropického hřbítkového zvrstvení [Obr. č. 11]. S přechodem k horní části triangulačního diagramu se zvyšuje vliv geostrofických proudů, zelená plocha v diagramu tak poukazuje na změnu proudění a to především změnou v ukládání čeřin a směru hřbítkového zvrstvení.

Geostrofické proudy v horní část diagramu jsou generovány vlněním a povrchovými bouřkovými větry. Vyznačují se především různě ukloněnými čeřinami.

Centrální část reprezentuje poměrně široké měřítko, kam bychom vzhledem ke komplikovanosti bouřkových procesů mohli zařadit tempestity a jiné podobné bouřkové vrstvy.

Obecně bouřkové vrstvy jsou velmi variabilní, reflektují široký záběr erozních a sedimentárních procesů. U geologicky starších tempestitů jsou neobvykle mocné, a ukazují mnohem větší transport napříč šelfem, než je tomu v současnosti. Pro samotný záznam jsou pak již výše zmíněné mechanoglyfy, které zaznamenávají genezi podmínek při bouřích (Myrrow et Southard 1991). Na druhou stranu není jejich interpretace jasná, jak ukazuje triangulační diagram [Obr. č. 11].

3. 7. VLIV ATMOSFÉRICKÉHO CO₂ NA VÝSKYT TEMPESTITŮ

Obsah CO₂ v atmosféře nebyl během geologické minulosti vždy stejný. Fisher (1984) vychází z předpokladu dvou fanerozoických supercyklů proudění v zemském plášti vysvětlující eustatické zdvihy hladiny oceánů, pohyb kontinentů, plutonismus a sedimentaci. Každý supercyklus má dvě fáze definované na základě fluktuace CO₂ na tzv. green house fáze a ice house fáze (Emanuel 1987), což jsou delší geologická období, která obecně charakterizují klimatické podmínky. Green house je teplejší období s průměrnou vyšší roční teplotou, ustupujícím pevninským zaledněním a často s vyšším obsahem CO₂ v atmosféře. Ice house je jakýmsi protipólem, kdy jsou teploty obecně nižší, zalednění na kontinentech větší a obsah CO₂ je nižší. Tato období jsou svým způsobem takové „zjednodušení“, není pevně dáno, že během celého období „green house“ je teplo a minimální zalednění. Obě etapy supercyklů tvoří období glaciálů a interglaciálů, zároveň zalednění ne vždy pevně dodržuje přesné vymezení supercyklů (Fisher 1984).

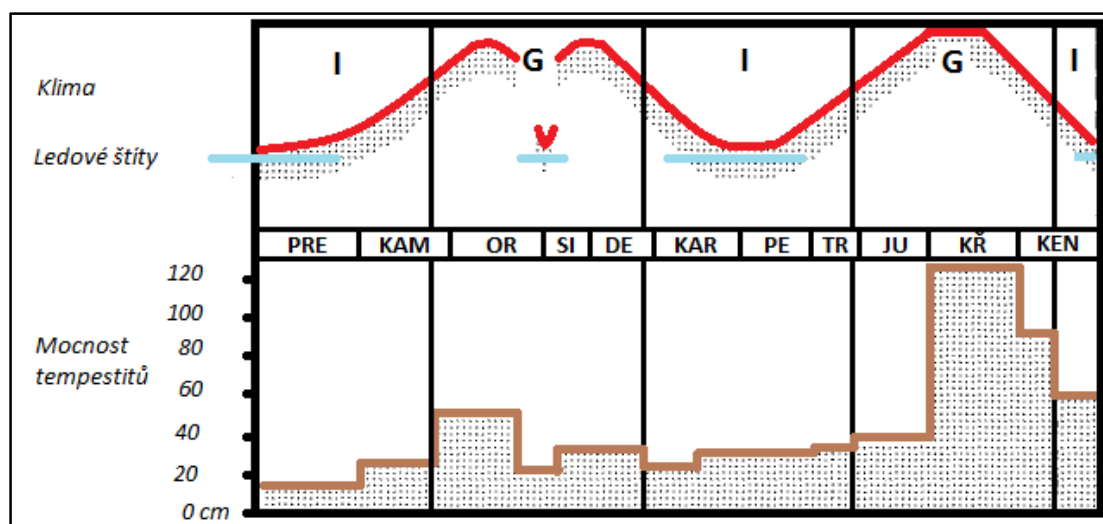
Intenzita bouří je významná pro vznik čistě marinních tempestitů. Samotné bouře jsou úzce vázané na atmosférické podmínky, díky čemuž lze porovnat závislosti mezi geografickým rozložením paleobouří, obsahem atmosférického CO₂ a výskytem tempestitových vrstev (Aigner et Reineck 1982; Aigner 1985; Brett et al. 1986). Obecně platí, že intenzita, respektive frekvence silných paleobouří koresponduje s mocností tempestitových vrstev. Lze tedy říct, že intenzivnější bouře tvoří mocnější vrstvy tempestitů (Brandt et Elias 1989).

Fisher (1984) vytvořil pro závislost atmosférického CO₂ a tempestitů klimatický model, který je založený na mocnosti bouřkových sedimentů. Dle Fishera (1984) jsou vrstvy bouřkových sedimentů relativně menší během chladnějších fází supercyklu – ice house, zejména v období, kdy máme rozsáhlé ledovcové štíty. V klimatickém modelu Fisher (1984) stanovuje tři hlavní „ice house“ fáze a dvě „green house“ fáze [Tab. č. 4].

| Geologické období | Supercyklus |
|-----------------------------------------------------------------------------------|--------------------|
| Svrchní prekambrium – střední kambrium | „Ice house“ fáze |
| Svrchní kambrium – střední devon (na hranici ordovik/silur významné zalednění) | „Green house“ fáze |
| Svrchní devon – střední trias | „Ice house“ fáze |
| Svrchní trias – paleogén/neogén | „Green house“ fáze |
| Paleogén/neogén - pleistocén | „Ice house“ fáze |

[Tab. č. 4]: Přehledová tabulka supercyklů (Green house x Ice house) (upraveno dle Fishera 1984).

Na základě získaných dat lze předpokládat, že k největší rozsahu tempestitů docházelo během křídy a terciéru, nicméně musíme zohlednit fakt, že řada tempestitových vrstev mohla být vlivem jiných epizodických událostí zničena či erodována. V porovnání supercyklů [Obr. č. 12] můžeme obecně říci, že teplejší období, tzv. green house fáze je na tempestitové vrstvy mnohem bohatší, respektive při vyšším obsahu atmosférického CO₂.



[Obr. č. 12]: Grafické porovnání mezi klimatickými supercykly a mocnostmi tempestitů (PRE - Prekambrium, KAM - Kambrium, OR - Ordovik, SI - Silur, DE - Devon, KAR - Karbon, PE - Perm, TR - Trias, JU - Jura, KŘ - Křída, KEN - Kenozoikum (upraveno dle Fisher 1984).

4] GEOLOGIE KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ

Během konce mezozoika dochází v Evropě k tektonickým pohybům v důsledku kolize apulské desky a epivariské platformy. Dochází k reaktivaci starých zlomů, nejčastěji v sudetském směru SZ – JV. Tím začíná na konci svrchní křídly alpsko-karpatská orogeneze, která způsobila výzdvih území dnešních Alp a Západních Karpat (Roth 1980). Karpaty obecně jako geologickou a strukturní jednotku můžeme rozdělit na vnější, centrální a vnitřní. Tyto části se od sebe liší litologií a hlavně obdobím výzdvihu (Chlupáč et al. 2002).



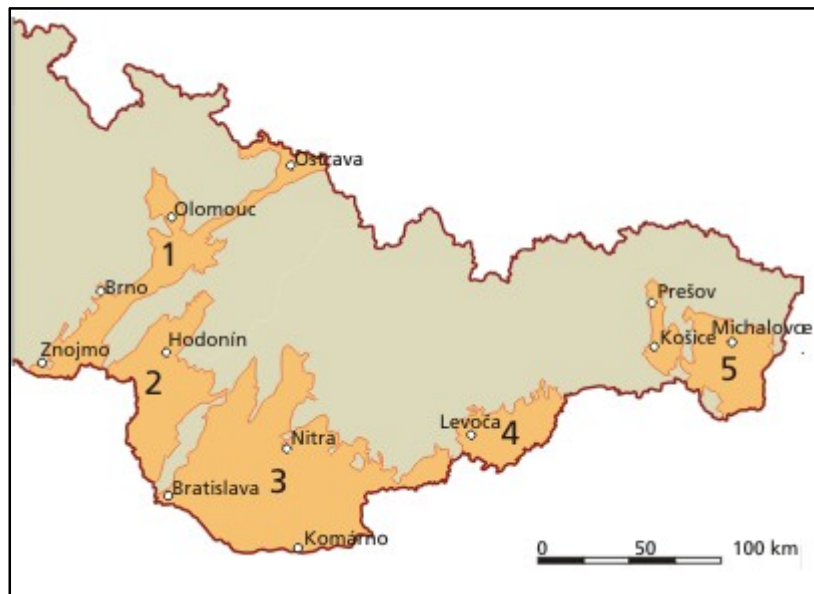
[Obr. č. 13] Paleogeografická mapa oblasti Paratethydy v období před 17 – 14 mil. let. (Zdroj: <https://en.wikipedia.org/wiki/Paratethys>).

Během [Obr. č. 13] neogénu dochází v Západních Karpatech k postupnému vyznívání mořské sedimentace ve flyšových pánvích za současného tektonického posunu jejich převážně paleogenního podloží směrem k platformě Českého masivu. V téže době vznikaly i pánve zcela nové, a to jak v tektonicky zakládaných depresích v oblasti samotných příkrovů, kde se usadily sedimenty vídeňské pánve, tak před čelem nasunovaných příkrovů, kde se usadily sedimenty karpatské předhlubně (Pešek et al. 2010).

4. 1. VZNIK A VÝVOJ KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ

Karpatská předhlubeň vznikla během miocénu v podloží vněkarpatské sníženiny jako jedna z periferních neogenních pánví alpsko-karpatské soustavy v předpolí flyšových jednotek Západních Karpat. Předhlubeň je součástí Centrální Paratethydy, proto zde během jejího vývoje probíhala hlavně marinní sedimentace, později i brakická až sladkovodní sedimentace. Na území České

republiky tvoří karpatská předhlubeň paralelní podélné předhlubně, jež jsou vyplněny převážně mořskými sedimenty – molasovými sedimenty egeru až bádenu (Pešek et al. 2010).



[Obr. č. 13]: Pánve na Slovensku a v okolí. 1 – karpatská předhlubeň s výběžky neogénu do Českého masívu (v okolí Olomouce, Brna a Znojma), 2 – vídeňská pánev, 3 – podunajská pánev, 4 – jihoslovenská pánev, 5 východoslovenská pánev; B – Brno, Ba – Bratislava, H – Hodonín, K – Košice, Km – Komárno, L – Lučenec, M – Michalovce, N – Nitra, O – Olomouc, Os – Ostrava, P – Prešov, Z – Znojmo (Zdroj: <http://stophf.cz/>).

Sedimenty karpatské předhlubně leží na horninách brunovistulika a jeho paleozoickém, mezozoickém a paleogenním sedimentárním pokryvu. Sedimenty se postupně na JV noří pod příkrovy flyšového pásma. Samotná sedimentace karpatské předhlubně se s postupujícím flyšovým akrečním klímem posouvala ve směru subsidence do předpolí Západních Karpat. Postupné sunutí způsobilo, že sedimenty předhlubně se dnes již nachází pod příkrovy, na povrchu pouze v reliktech (Pešek et al. 2010).

Na území České republiky zaujímá karpatská předhlubeň oblast Dyjskosvratecký a Hornomoravský úval, Vyškovskou a Moravskou bránu, Ostravsko, Opavsko, dále na sever pokračuje do Polska, na jihu přechází do molasové zóny Rakouska [Obr. č. 13] (Brzobohatý, Cicha 1993).

4. 1. 1. Eger (sv. oligocén – sp. miocén)

Egerské sedimenty jsou nejstaršími členy karpatské předhlubně. Na našem území představují malešovické a žerotické vrstvy, jejichž mocnost je pouze několik desítek metrů. Malešovické vrstvy představují denudační zbytek mořských tmavých vápničitých jílovců. Vznik těchto sedimentů je přisuzován regresním cyklům. Žerotické vrstvy jsou reprezentovány sladkovodními sedimenty

v podobě zvětralých prachovců a kaolinitických pískovců (Brzobohatý, Cicha 1993). Dnes tyto vrstvy nalezneme nedaleko Znojma v Žeroticích. Doloženy pouze v jižní části předhlubně.

Přechod mezi egerem a eggenburgem můžeme pozorovat v okolí Znojma, tomuto hraničnímu intervalu odpovídá 30 metrů mocná vrstva kaolinitických, pestře zbarvených štěrků, písků a jílu (Pešek et al. 2010).

4. 1. 2. Eggenburg (22,5 – 20 Ma; dle Piller et al. 2007)

Pro vývoj eggenburgu v karpatské předhlubni je podstatná první mořská transgrese. Sedimenty eggenburgu nalezneme v pásu od Mikulova, Hrušovan nad Jevišovkou, Jaroslavic, Židlochovic, až po Znojmo. Charakter sedimentů eggenburgu nám dokládá i průnik neogenního moře do oblasti jižní Moravy (Čtyřoký 1991). Na bázi eggenburgu dochází k ukládání říčních a deltových sedimentů, které jsou hrubší a pestřejší. Směrem do nadloží převažují mořské sedimenty, jako jsou jíly a jílovce. Místy se objevují i uhelnaté jílovce.

Jižní svah předhlubně je tvořen bazálními klastiky, štěrky a kaolinitickými pískovci, jež postupně přecházejí do vápnatých a nevápнатých aleuropelitů s polohami uhelnatých jílu. Jižně od Vranovické deprese bychom našli pískovce bohaté na chlorit a glaukonit, které jsou někdy označovány jako dunajovické pískovce. Severněji nalezneme méně výrazné šedé křemenné pískovce, popřípadě vápnaté divácké pískovce a slepence. Západním směrem od jižní části předhlubně bazální klastika mnohdy chybí a na podloží nasedají přímo pelitické vrstvy dobropolských jílovců. V nadloží se kromě jílu objevují i polohy ryolitových tufů nebo jílu bohatých na fosílie (Pešek et al. 2010).

Střední část předhlubně mezi Brnem a Hranicemi na Moravě byla v tomto období částečně souší, proto zde nacházíme fluviální i mořské sedimenty (Cicha, Zapletalová 1974). Severní část předhlubně během eggenburgu postrádá již zcela brakické a sladkovodní členy. V mělkých částech bazénu se nacházely bryozoové vápence a hrubozrnné pískovce a slepence. Sedimenty náleží patrně žebrzydovickému souvrství. V eggenburgu máme také doklady o výskytu bazických vulkanitů na Kamenné Hůrce u Otice (Brzobohatý, Cicha 1993). Jihozápadní část Karpatské předhlubně je bohatá na foraminifery druhu *Lenticulina* a *Elphidium*, jež indikují mělkovodní a brakické podmínky.

Hranici mezi eggenburgem a ottangem není ve všech částech Karpatské předhlubně jasná (Brzobohatý – Cicha 1993).

4. 1. 3. Ott nang (20,0-17,5 Ma)

Na jihozápadní straně Karpatské předhlubně sedimentovaly štěrkopísků, písků a jílu. Vlivem transgrese písky vystřídaly jemnější písky a vápnité jíly. V okolí Znojma se ukládaly ryolitové tufy, v jejichž nadloží se ukládaly tzv. vítkovické jíly bohaté na rybí faunu. Mezi Brnem a jižním okrajem Moravského krasu se nachází písčité a jílovité sedimenty. Uloženiny jižní Moravy tvoří především hlubokovodní jíly. (Brzobohatý – Cicha 1993). V severní části Karpatské předhlubně je ott nang znám pouze z vrtů v okolí Frýdku-Místku, jako šedý jemnozrnný až prachovitý drobovitý pískovec. Pokud bychom sledovali litostratigrafický vývoj během ott nangu v dílčích oblastech jižní části předhlubně, zjistíme, že je velmi podobný. Uložené sedimenty dokládají existenci brakické laguny. Na hranici ott nang – karpát došlo k regresi a lokálnímu přerušení sedimentace.

4. 1. 4. Karpát (17,5-16,4 Ma)

Během karpát došlo k protažení sedimentačního prostoru Karpatské předhlubně ve směru SV – JZ. V rámci karpát pak můžeme sedimenty rozdělit na mělkovodní a relativně hlubokovodní (Pešek et al. 2010). Báze karpát je oddělena od ott nangu hiátem. Jižní část předhlubně náleží laaskému souvrství, severní část je řazena naopak ke stryzavskému souvrství. Na jihu se ukládaly především šedé jílovité písky a vápnité jíly se zřetelnou laminací – mušovské vrstvy. Vyšší patra jižní části předhlubně reprezentují novopřerovské vrstvy, které jsou typické svými silně slídnatými prachovci, jílovcí a jíly, ale také až středně zrnitými slídnatými drobovými pískovci. Nejvyšší část tvoří iváňské vrstvy, které jsou spojovány s výraznou diskordancí a typickými členy jsou vápnité pískovce či šedé, vápnité jílovce. Karpát oblasti střední části předhlubně tvoří tělesa štěrku a písků patřící holešovským vrstvám. Směrem na východ přechází štěrkopískový pestré vrstvy kroměřížského souvrství (Roth 1980).

Severní část předhlubně je během karpát ovlivňována subsidencí v oblasti Hornomoravského úvalu, což má za následek faciální pestrost. V okolí Hranic na Moravě se vyskytují černotínské vrstvy, které přechází až do spodního bádenu. V průběhu karpát docházelo ke změnám v podobě střídání bazálních klastik a brakických prachovců, které mohou být vyplněny hnědými nebo šedými vrstvami jílovců s mořskou faunou. Tato část náleží bielským vrstvám stryzawského souvrství. Konec karpát v severní části předhlubně je reprezentován pestrými vrstvami a sádrovci. Indexovými fosiliemi karpát jsou foraminifery *Uvigerina graciliformis* (Pešek et al. 2010).

Samotná hranice mezi karpátem a spodním bádénem není jasná. Tvoří jí především terigenní bazální klastika, která nejsou stejného stáří, přesto se začleňují do tzv. grandských vrstev. Směrem do nadloží

začíná převažovat mořská sedimentace v podobě jemnější štěrků a písků. Sedimentaci doprovází i krátké hiáty v kombinaci s transgresně-regresními cykly (Adámek et al. 2003).

4. 1. 5. Báden (16,4-13,6 Ma)

Spodní báden vyplňuje v rámci Karpatské předhlubně 6 – 10 km široký pruh. Směrem na severovýchod se předhlubeň značně rozšiřuje. Důvodem bude postupující transgrese a postupný subsidence některých částí předhlubně. (Aust et Dopita 1997).

Sedimenty spodního bádenu jižní a střední části Karpatské předhlubně reprezentují bazální a okrajová klastika, kam můžeme zařadit brněnské písky, případně pelity s převahou vápnatých jílu. Lokálně se vyskytují i biogenní řasové vápence. Bazální klastika jsou tvořena již zmíněnými vápnatými písky a štěrky (Pešek et al. 2010). Během středního bádenu je sedimentace jižní části předhlubně přerušena, pokračuje krátce až na hranici svrchního bádenu v podobě sladkovodních štěrků a štěrkopísku.

Spodní báden v severní části předhlubně tvoří bazální klastika ve dvou typech, kdy v podloží jsou spíše hrubozrnná klastika v podobě debowických slepenců, směrem do nadloží dochází k zjemňování do pelitických forem v důsledku transgrese. Tyto jemnější sedimenty náleží lobodickému souvrství a často se jedná o vápnaté jíly – tégly, případně mechovkové vápence nebo vápnaté pískovce (Brzobohatý, Cicha 1993). Na konci středního bádenu dochází k regresi a tedy salinitní krizi, která postihla všechny pánve centrální Paratethydy, čehož byla důkazem sedimentace evaporitů v podobě kobeřických sádrovců. Během svrchního bádenu docházelo k ukládání vrstev jílu mimo území České republiky (Chlupáč et al. 2002). Pro stratigrafii bádenu Karpatské předhlubně používají planktonní foraminifery, především druhy *Orbulina suturalis* a *Praeorbulina suturalis* nebo i bentické formy druhu *Uvigerina macrocarinata* (Cicha et al. 1998).

Následující sedimentární vývoj karpatské předhlubně je spíše sporadický. Během sarmatu dochází v jižní a střední části předhlubně k ukládání štěrků nabohacených o redeponované vltavíny, posléze, během pliocénu jsou miocenní sedimenty překryty lakustrinními a fluviálními klastiky. Dominuje sladkovodní sedimentace (Brzobohatý et Cicha 1993).

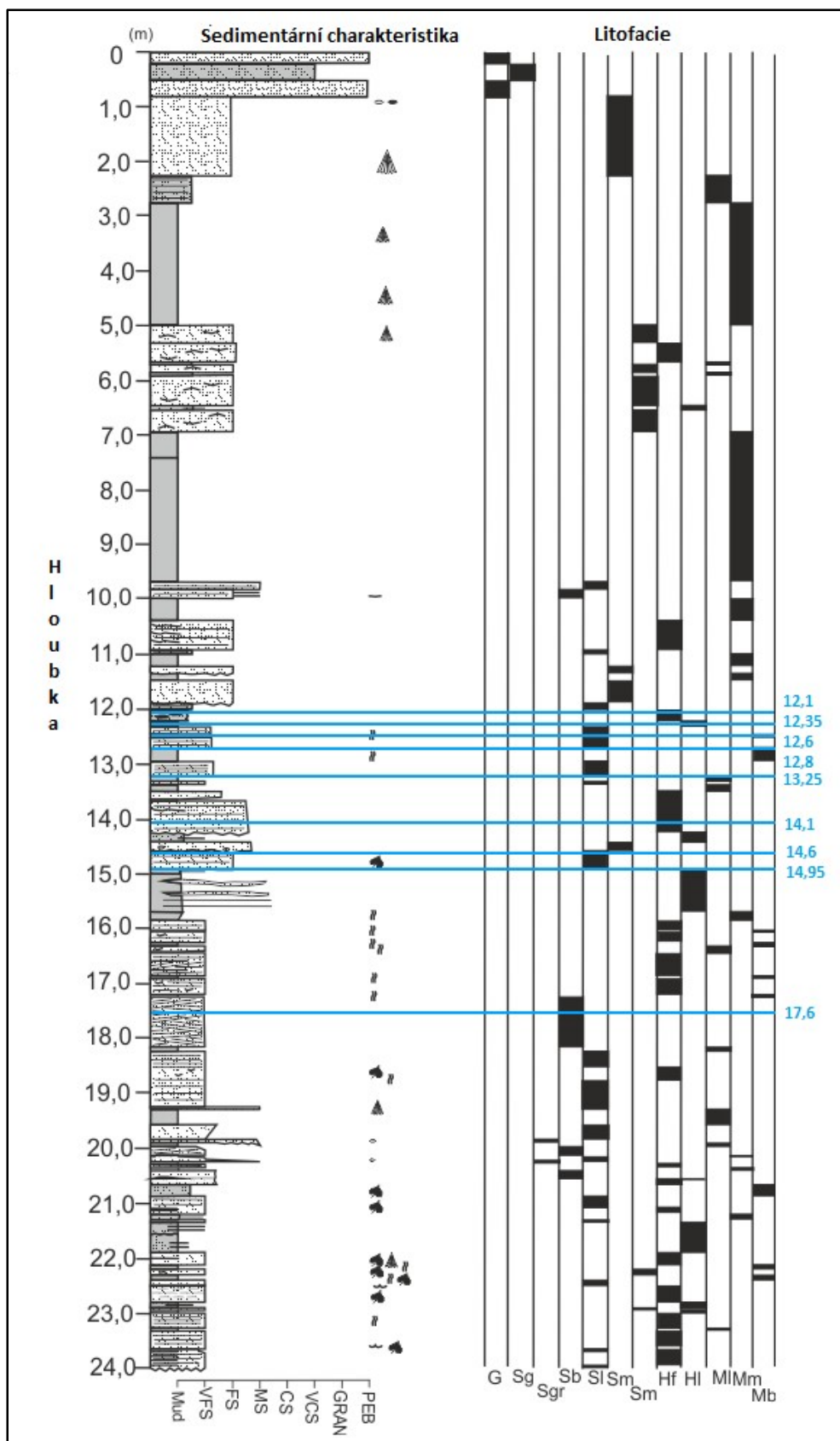
5] POPIS STUDOVANÉ LOKALITY A VRTU

V rámci projektu GAČR 205/09/0103 Mělkovodní ekosystémy středního miocénu Centrální Paratethydy: Sukcese a interakce anorganické a organické složky ekosystémů byl proveden vrt HR-1 u obce Hrušovany nad Jevišovkou. Litologii zdokumentoval Doc. RNDr. Slavomír Nehyba, CSc. z Katedry geologie a paleontologie Masarykovy Univerzity v Brně. Věk je určený na základě přítomnosti planktonické foraminifery rodu *Orbulina* spolu s určením zóny vápnitého nanoplanktonu NN5 (Scheiner, 2013, Holcová - osobní sdělení).

Karpatská předhlubeň byla během neogénu, a tedy i během spodního bádenu, součástí alpsko – karpatské tektonické zóny, kam spadala soustava mořských pánví, jakožto součást větší geologické struktury nazývané jako Centrální Paratethyda. Tyto oligocenní a hlavně miocenní pánevní struktury měly specifické paleoekologické prostředí s výraznou oscilací a částečným propojením s okolním mořským prostředím – v závislosti na eustatických pohybech hladiny oceánů (Roth 1980).

Vrt Hrušovany (HR-1) se nachází jihozápadně od Brna, na jižním okraji karpatské předhlubně a téměř severně od vídeňské pánve. Ze samotného vrtu bylo získáno jádro o mocnosti zhruba 24 m (včetně kvartérních usazenin). Část vrtného jádra tvořila mocná vrstva bouřkových sedimentů – tempestity (Nehyba - ústní sdělení), které jsou zonálně vázané na geografický výskyt tropických, ale i zimních bouří. Právě tyto sedimenty byly předmětem výzkumu diplomové práce, především potom jejich jedinečný výskyt ve spodním bádenu karpatské předhlubně.

Sedimentární záznam vrtného jádra reprezentuje 12 litofacií, které se liší složením, mocností a frekvencí výskytu. Dominantně jsou zastoupeny jemnozrné písky, prachovité jílovce až jílovité prachovce s častými vložkami organických zbytků. Nezřídka kdy se vyskytují také laminy a to i zakřivené. Část sedimentárního záznamu také tvoří hřbítkové či mázdřité zvrstvení. Litofacie se liší i v zabarvení, kdy jsou zastoupeny často světle šedé až sytě šedé sedimenty, případně již méně vyskytující se šedo zelené, žlutohnědé až rezavé.



[Obr. č. 14]: Profil vrtu HR-1 s vyznačenými metrážemi jednotlivých vzorek (upraveno dle Nehyba 2015).

5. 1. POPIS JEDNOTLIVÝCH LITOFACÍ

- 1) **G** – tvoří rezavě hnědé až žlutohnědé štěrkopísky s písčitou matrix a dobře opracovanými valounky zhruba do 3 cm, výjimečně se objevují tenké vrstvy šedých jílu s mocností zhruba < 1 cm. Tato litofacie se nachází pouze povrchové části kvartérních uloženin.

Obsaženo ve vzorcích: -

- 2) **Sg** – reprezentují tenkou kvartérní vrstvu (úsek v prvním metru) rezavě zelenohnědých, někdy až bělavých, silně jílovitých písků s méně častými klasty < 5 cm.

Obsaženo ve vzorcích: -

- 3) **Sgr** – středně zrnité písky s postupnou gradací do jemnozrnných pískových facií. Litofacie bohatá na zuhelnatělé rostlinné zbytky, erozní báze. Pouze krátký epizodický výskyt v rozmezí 19,8 – 20,4 m.

Obsaženo ve vzorcích: -

- 4) **Sb** – světle jemnozrnné písky s laminací středně zrnitých písků, zvlněná laminace s přechodem do hříbkového zvrstvení. Litofacie Sb se nachází omezeně v metráži okolo 10 m, na hranici 20 – 20,5 m a ve velkém litostratigrafickém rozsahu zhruba v rozmezí 17, 3 – 18,2 m.

Obsaženo ve vzorcích: 17,6 m.

- 5) **SI** – světlé šedé, světle jemně slídnaté, dobře vytríděné planárně laminované písky (někdy až siltového složení) s vzácně vyskytujícími se zuhelnatělými zbytky rostlin. Litofacie se vyskytuje v druhé polovině sedimentárního záznamu cca od 9,8m, kdy se vyskytuje relativně v cyklických periodách. Výjimkou je mocné litostratigrafické okno v hloubce mezi 14,8 – 18,2 m.

Obsaženo ve vzorcích: 12,1 m; 12,35 m; 12,6 m; (12,8 m); 13,25 m; 14,6 m; 14,95 m.

- 6) **Sm2** – reprezentují světle žlutošedé až žluté, jemně slídnaté vytríděné písky s občasným výskytem drobných mudstonů. Frekvence Sm2 litofacie je rozdělena do dvou pomyslných metráží. První je mezi 1 – 2,2 m, druhá pak v hloubce 11,4 – 12 m. Krátký výskyt ještě kolem metráže 14,6 m.

Obsaženo ve vzorcích: 14,6 m.

- 7) **Sm1** – světlé šedé až tmavě šedé písky s velkým rozptylem zrnitosti a špatnou vytríděností. Litofacie Sm1 v omezeném množství obsahuje schránky měkkýšů, mudstonů < 1 cm a zbytky

zuhelnatělých rostlin. Vyšší partie litofacie Sm1 tvoří klasty a interklasty < 5 cm, značně postiženy kvartérními procesy. Hlavní výskyt mezi 5 – 7 m, epizodicky také v metráži 22,3 – 22,8 m.

Obsaženo ve vzorcích: -

- 8) **Hf** – litofacie je reprezentována světle šedými jemnozrnnými vápnitými písky s jemně slídnatými laminami a nepravidelnými vložkami šedých pelitů s vzácně vyskytujícími se ichnofosiliemi. Litofacie Hf zahrnuje také mázdřité zvrstvení s nepravidelnými ččkami tmavých jílu s příměsí rostlinných zbytků. V sedimentárním záznamu se objevuje zhruba až od metráže 5 m, ve více či méně pravidelných intervalech s častým přerušením, respektive změnou sedimentace.

Obsaženo ve vzorcích: 12,1 m, (12,35 m), 14,1 m.

- 9) **HI** – sytě šedý jílovitý prachovec či prachovitý jílovec s laminami a ččkami bělavě žlutého, světle šedého velmi jemnozrnného nebo jemnozrnného písku, útržky sytě šedých mudstonů, lokálně vtisky a fosilní stopy. Laminace písků je zvlněná či ukloněna ve směru převládajícího vlnění. Dle profilu vrtu se litofacie HI často střídá nebo navazuje na Hf litofacii.

Obsaženo ve vzorcích: 12,35 m, (14,95 m).

- 10) **MI** - světle žlutý jindy šedý až sytě šedý planárně laminovaný jílovitý prachovec či prachovitý jílovec, proměnlivá přítomnost jílové frakce, proměnlivě písčité, občasné zbytky zuhelnatělé rostlinné hmoty, většinou dobře vytríděný, lokálně přítomnost zrn hrubozrnného písku, v nejvyšších partiích vrtu silně ovlivněno působením kvartérních procesů. Výskyt litofacie je více či méně v celém profilu, nicméně omezeně v tenkých několika centimetrových vrstvách.

Obsaženo ve vzorcích: 13,25 m.

- 11) **Mm** – šedý až šedo zelený, případně světle zelenožlutý až žlutohnědý jílovitý prachovec či prachovitý jílovec s občasnými rostlinnými zbytky a úlomky schránek. Litofacie zastoupena hlavně v druhé části sedimentárního záznamu mezi 2,8 – 5 m, poté 7,1 – 10 m. Následně ještě v kratších úsecích v nižších částech vrtu.

Obsaženo ve vzorcích: -

- 12) **Mb** - Světle šedý jílovitý prachovec či prachovitý jílovec, vertikální chodby vyplněné velmi jemnozrnným pískem. Především krátkodobý až epizodický výskyt v metráži 12,5 m – 22, 4 m.

Obsaženo ve vzorcích: 12,6 m; 12,8 m.

6] METODIKA A POPIS MATERIÁLU

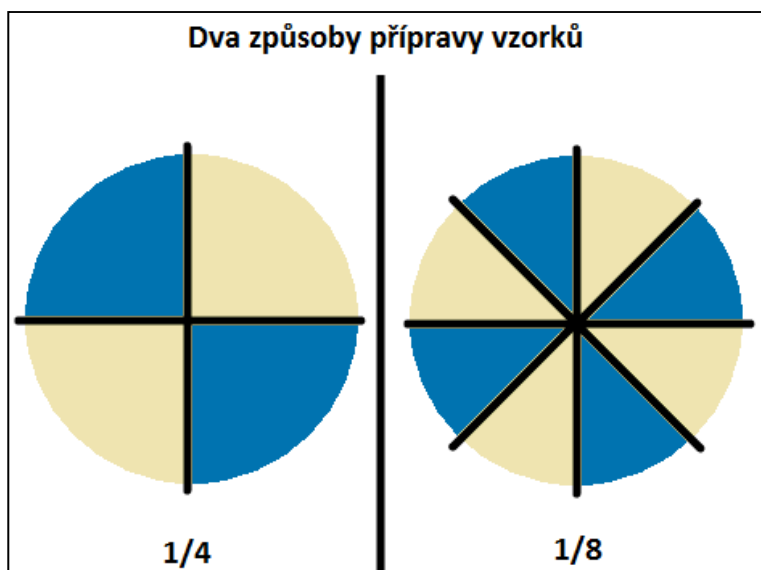
6. 1. VÝBĚR A PŘÍPRAVA VZORKŮ

Z provedeného vrtu HR-1 bylo odebráno vrtné jádro z hloubky v rozmezí 12 – 24 m. Z vrtného jádra bylo vytvořeno celkem 65 vzorků v rozmezí 15 – 20 cm. Jednotlivé odebrané vzorky byly vodou přeplaveny na frakci o velikosti 63-2000 μm .

Vzorky na tafonomické zpracování byly vybrány tak, aby reprezentovaly všechny litofacie popsané z vrtu HR-1 (Nehyba, osobní sdělení). Z vybrané metráže vrtného jádra bylo vybráno 9 vzorek odpovídajících jednotlivým litofaciím (12,1 m; 12,35 m; 12,6 m; 12,8 m; 13,25 m; 14,1 m; 14,6 m; 14,95 m; 17,6 m). Cílem bylo vybrat vždy alespoň 50 bentických a 50 planktonních foraminifer. Vybrané vzorky jednotlivých litofacií jsou vyznačeny na [Obr. č. 14 – Kap. 5], který reprezentuje profil vrtu HR-1.

Z jednotlivých vzorků byly foraminifery vybrány následujícím způsobem:

- 1) Část výplavu jsem vysypal na připravenou plochu tak, aby nedocházelo k určitému vytřídění menších a větších částí. Cílem bylo mít vzorek náhodně vybraný a tedy i dostatečně reprezentativní.
- 2) V dalším kroku jsem pomocí geologické laboratorní metody kvartování neboli kvartace rozdělil vzorek na části, čímž zajistil dostatečnou náhodnost připraveného vzorku. Metodu kvartování lze provádět přímo kvartovacím přístrojem, ručně nebo metodou kolo – kužel. Pro zpracování materiálu jednotlivých vzorek jsem využil metodu kolo – kužel. Princip jednotlivých metod kvartování spočívá v postupném zmenšování velkého množství sypkého vzorku tak, aby se získal malý vzorek průměrného složení. To lze provést několika způsoby na základě velikosti nasypaného vzorku. Pomocí špejle či jehly rozdělíme nasypaný vzorek na čtvrtiny, případně na osminy, jak je ilustrováno na [Obr. č. 15], kde modré plochy reprezentují odebrané části, světle jsou ponechány. V obou případech opakujeme kvartování do doby, než získáme malý vzorek průměrného složení. S ohledem k jemnosti frakce stačilo kvartování opakovat maximálně 1 – 2krát.
- 3) Odebrané části připraveného vzorku byly pozvolna nasypány na připravenou třídící misku se čtvercovou sítí, která usnadňuje orientaci ve vzorku pod binokulárním mikroskopem.



[Obr. č. 15]: Schéma přípravy vzorků pomocí laboratorní metody kvartování (Suchánek 2016).

6. 2. ZPRACOVÁNÍ A TŘÍDĚNÍ

Vzorky byly zpracovány pomocí binokulárního laboratorního mikroskopu při zvětšení 30x. Pomocí jehly bylo vybráno vždy alespoň 50 bentických a 50 planktonických foraminifer, které byly následně separátně rozřazovány do Frankeho komůrek. V případě nedostatečného množství nasbíraných schránek foraminifer byl proces dle potřeby 1 – 2 opakován.

Roztříděné vzorky na základě způsobu života (bentické formy x planktonické formy) byly změřeny a vyfoceny na optickém mikroskopu.

6. 3. MĚŘENÍ

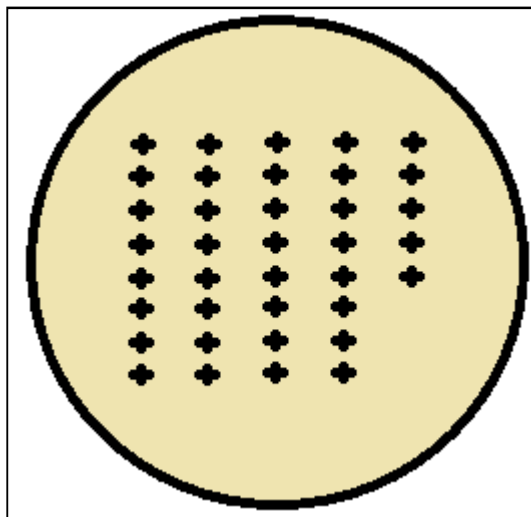
Každý vzorek byl dán pod optický mikroskop (typ bude doplněn), kde byla každá schránka vyfocena. V některých případech bylo nutné upravit kontrast, jas nebo umístění objektu, případně samotný výsledný snímek. Jednotlivé objekty byly skenovány ve vyšším rozlišení tak, aby výsledné snímky zachycovaly opracování nebo texturu schránky.

Schránky foraminifer na výsledných fotografiích byly následně změřeny s relativní přesností na jednotky mikrometrů. Kromě fotografií jednotlivých foraminifer byly vytvořeny i obrázky celého vzorku, případně dílčí částí, které dokumentovaly celkové velikostní a tvarové složení schránek foraminifer ve fosilním společenstvu.

Naměřené hodnoty byly zapisovány do tabulkového programu (MS Excel) a byla vypočítána základní charakteristika celého vzorku pro jednotlivé metráže (medián, směrodatná odchylka, maximální a minimální naměřené hodnoty).

6. 4. SEM

K přilepení jednotlivých schránek foraminifer byla použita oboustranná páska, která se připevnila ke kovovému plíšku, na který se jednotlivé schránky foraminifer pokládaly, zvláště pro bentické a planktonické formy [Obr. č. 16] a řadily do sloupců, což umožnilo dobrou orientaci ve vzorku pod elektronovým mikroskopem.



[Obr. č. 16]: Schéma připraveného a nelepeného jednoho vzorku (Suchánek 2016).

První vzorek tvořily bentické formy foraminifer, u nichž byla zohledněna tvarová a velikostní heterogenita, stejně tak i heterogenita způsobu zachování u jednotlivých společenstev foraminifer, jež ovlivnila počet nasnímaných schránek z jednotlivých vzorků.

Připravený a nalepený vzorek byl pokovován zlatem a následně přenesen do řádkovacího elektronového mikroskopu JOEL JSM – 6380 LV. Výzkum schránek foraminifer byl zaměřen především na jejich mechanické opracování a deformace (abraze povrchu, opracování křehkých skulptur atd.). Snímky byly upraveny a zpracovány pomocí užitého grafického softwaru. U každého zhotoveného snímku je měřítko a počet zvětšení.

6. 5. TVORBA VÝSTUPŮ (histogram, vizualizace výsledků)

Z naměřených hodnot jsem pomocí statistického programu SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) vytvořil distribuční histogramy pro jednotlivé vzorky, které reprezentují procentuální zastoupení foraminifer na základě jejich velikosti.

Posledním krokem bylo vytvořeno obrázkové schéma ve vektorovém grafickém editoru CorelDRAW x8 pro každou z devíti metráží (zvláště pro bentické a zvláště pro planktonické formy). Každý výstup obsahoval kromě histogramu také snímky z elektronového mikroskopu.

Téměř celá praktická část mého výzkumu byla provedena na Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Zpracování a třídění vzorku pomoci binokulárního laboratorního mikroskopu, měření na optickém mikroskopu a SEM byl proveden na elektronovém mikroskopu JEOL JSM – 6380 LV.

Tvorba výsledných histogramů byla provedena v programu SPSS a následná práce v grafické, programu CorelDraw x8 byla již provedena mimo areál Přírodovědecké fakulty.

7] VÝSLEDKY

Celkem bylo analyzováno 18 vzorků vybraných litofacií, 9 vzorků s planktonickými a 9 vzorků s bentickými foraminiferami. Na základě získaných měření byly vytvořeny histogramy a snímky z elektronového mikroskopu JOEL JSM – 6380 LV.

Vzorky planktonických i bentických foraminifer byly vybrány ze stejných metráží (12,1 m, 12,35 m, 12,6 m, 12,8 m, 13,25 m, 14,1 m, 14,6 m, 14,95 m a 17,6 m). Některé vzorky byly více bohaté na bentické nebo planktonické foraminifery, některé naopak méně, obzvláště planktonických foraminifer bylo v metrážích 14,1 m, 14,6 m a 17,6 m minimum [Této problematice je věnována kapitola interpretace a následné závěry jsou zahrnuty v diskuzi].

Výsledky všech vzorků mají vždy čtyři obrázky (výjimku tvoří pouze chudé vzorky planktonických foraminifer s metráží 14,1 m, 14,6 m a 17,6 m.

Přehled zástupců ze SEM:

Asterigerinata planorbis (d'Orbigny, 1846)

Ammonia beccarii (Linné 1758)

Ammonia tepida (Cushman, 1926)

Ammonia viennensis (d'Orbigny, 1846)

Elphidium sp.

Elphidium excavatum (Terquem, 1875)

Elphidium crispum (Linné 1758)

Elphidium fichtellianum (d'Orbigny, 1846)

Elphidium hauerinum (d'Orbigny, 1846)

Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)

Nonion Communea (d'Orbigny, 1846)

Valvulineria complanata (d'Orbigny, 1846)

Globigerina (d'Orbigny, 1826)

Globigerina bulloides (d'Orbigny, 1826)

Globigerina lentiana (Roegl, 1969)

Globigerina praebulloides (Blow, 1959)

Globigerinella obesa (Bolli, 1957)

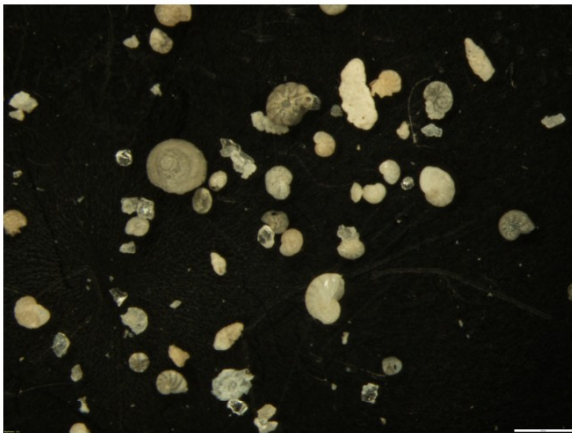
Globigerinoides bisphericus (Todd, 1954)

Globorotalia sp.

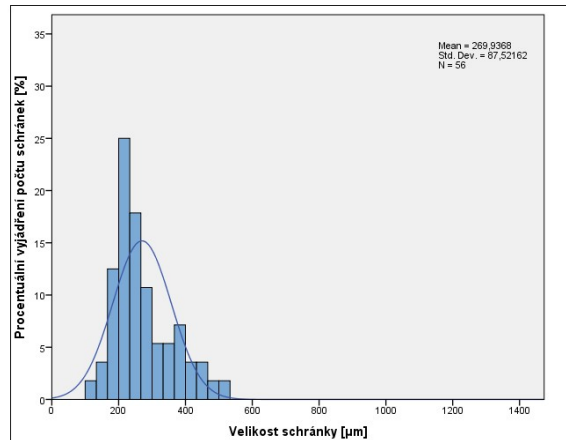
Turborotalita quinqueloba (Natland, 1938)

HR1/12,1m; BENTOS

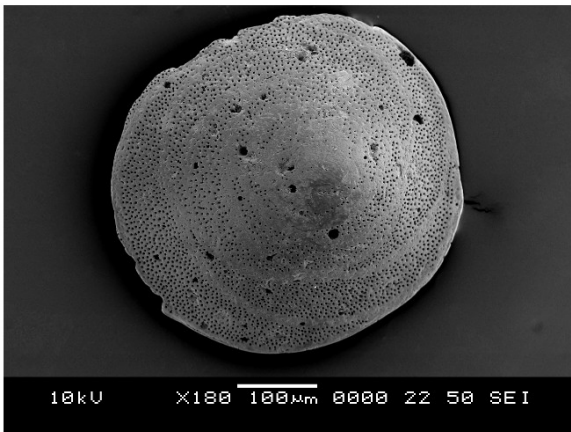
A



B



C



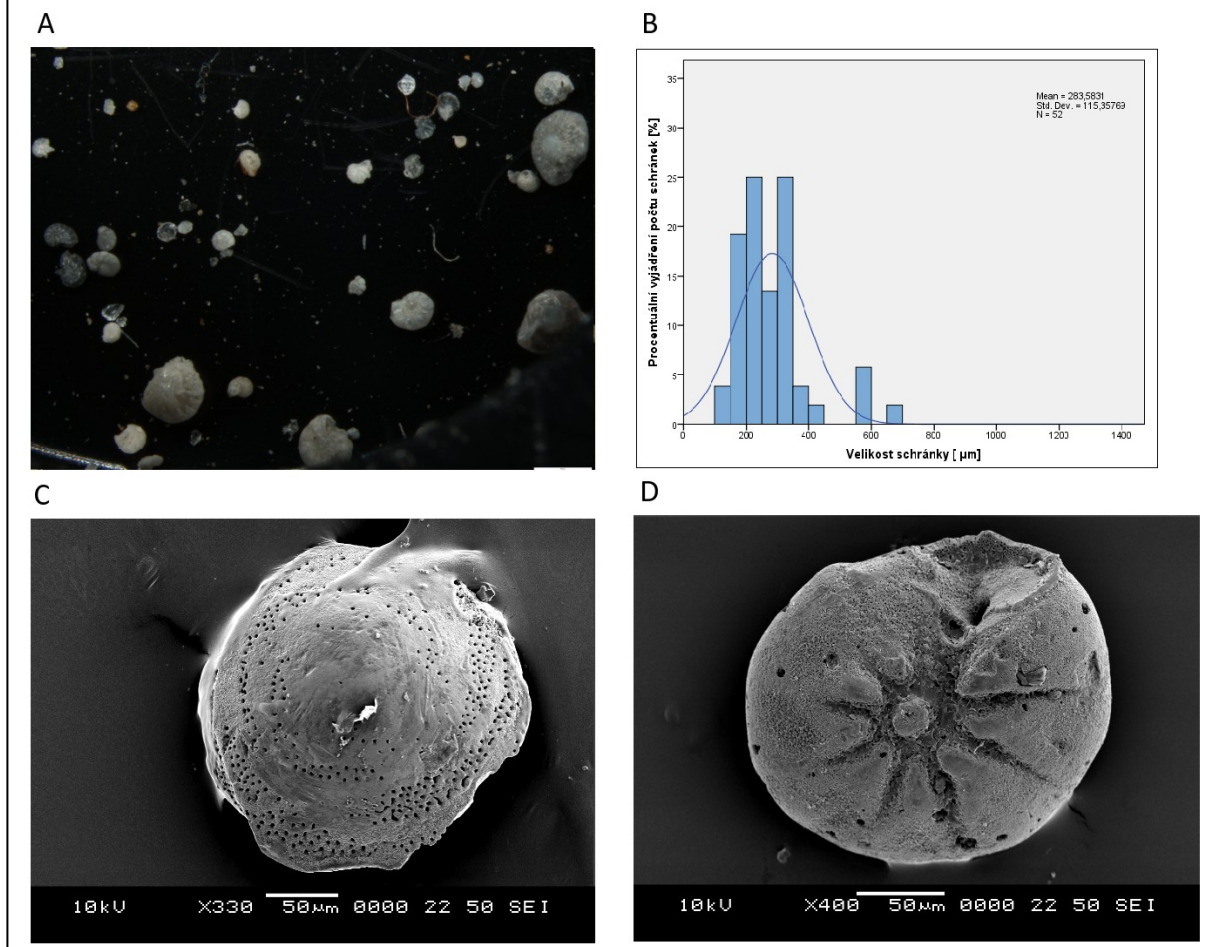
D



[Obr. č. 17]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny, 1846) s povrchem s mikrovrtbami, schránka bez mechanického opracování s téměř zachovanými lemy; D – Zachování schránky *Elphidium* sp. (mladý jedinec) s lokálním postmortálním poškozením schránky u vstupní a koncové komůrky, jinak bez výrazného opotřebení. (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Metráž 12,1 m vrtu HR-1 [Obr. č. 17] jasně ukazuje, že bentické foraminifery se nachází převážně ve velikostním rozmezí mezi 200 – 400 µm. Jeden výrazný vrchol 200 – 225 µm (patrně nesené v suspenzi), malý vrchol větších schránek *Asterigerinata* a *Nonion Communea* (d'Orbigny, 1846). Obvykle se jedná o zachovalé schránky bez větších známek poškození s častým výskytem mikrovrtb.

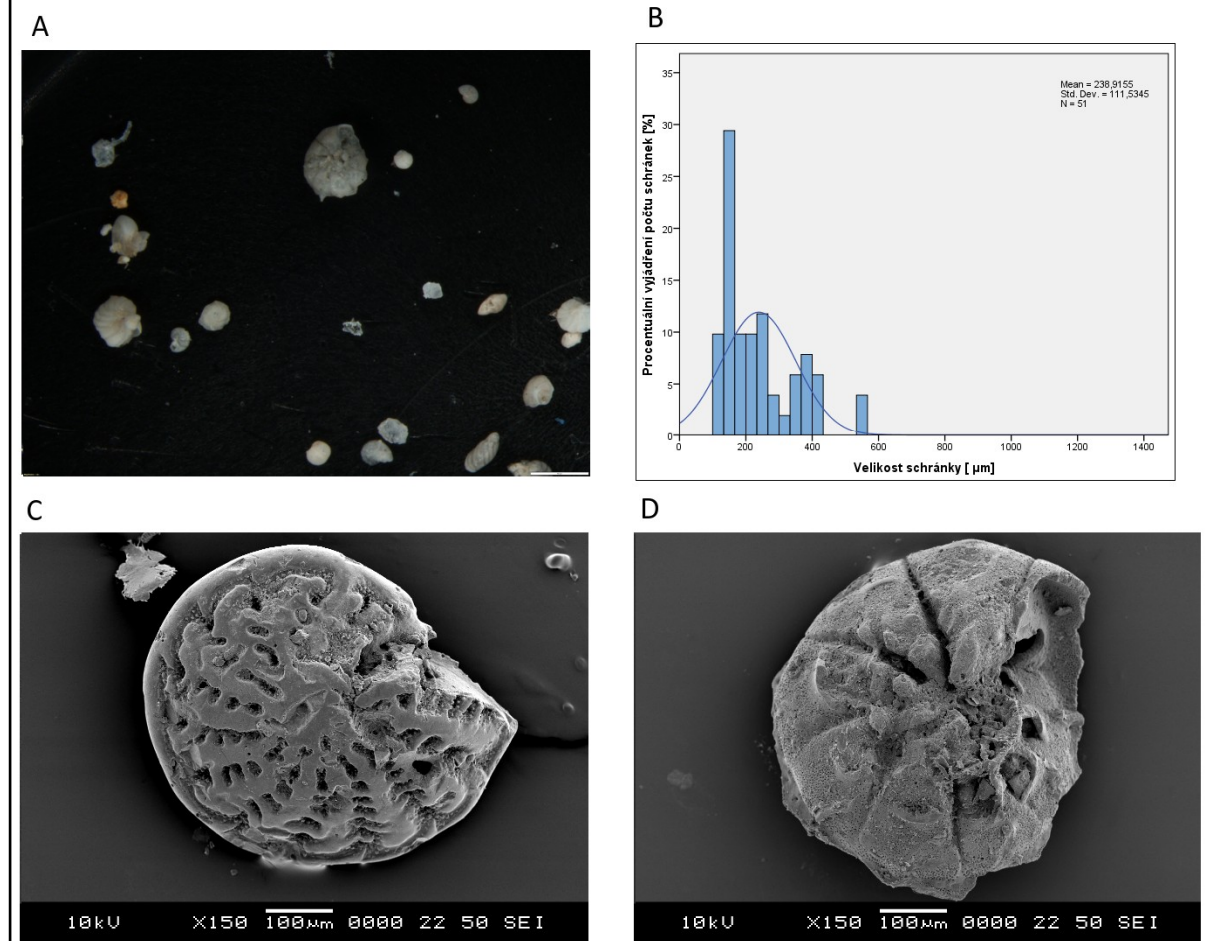
HR-1/12,35m; BENTOS



[Obr. č. 18]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny, 1846) bez povrchových nerovností a poškození, lemy schránky s méně zachovalými odlomenými lemy; D – Zachování schránky *Ammonia beccarii* (Linné 1758) s povrchovými bioturbacemi, odlomenou vstupní komůrkou, zbytek schránky bez poškození (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM– 6380 LV).

Histogram [Obr. č. 18] poukazuje na podobnou velikostní distribuci jako vzorek z metráže 12,1 m. Převážná většina schránek bentických foraminifer se nachází v rozmezí mezi 150 – 400 μm, procentuálně téměř 60 %. Ve vzorku jsou zachované spíše menší a středně velké formy (nejvíce v intervalech 150 – 250 a 300 - 350 μm) transportované převážně v suspenzi. Větší formy obvykle deformované, polámané či zachované jen v reliktech.

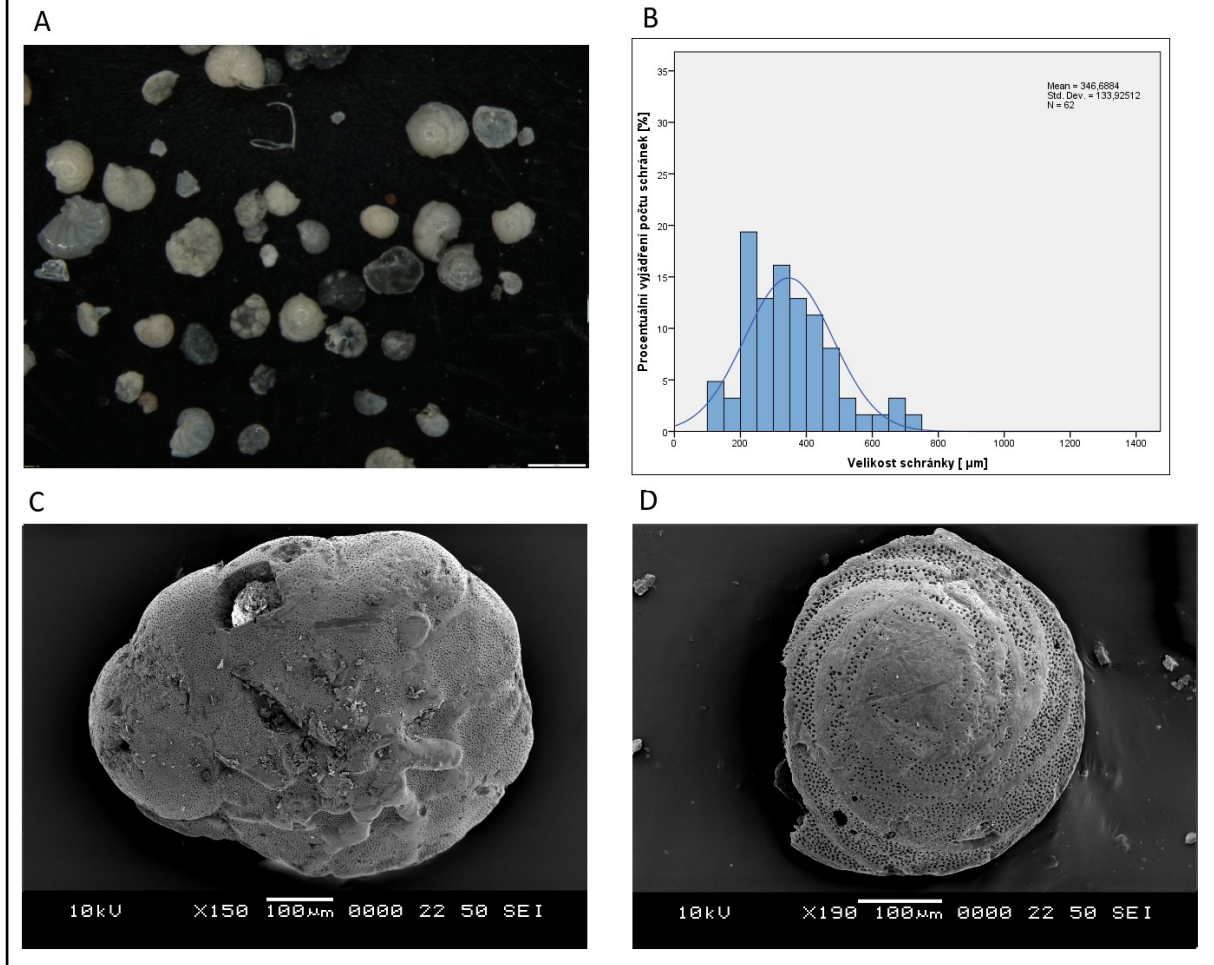
HR1-12,6m; BENTOS



[Obr. č. 19]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798) s typicky větvenou paprscitou strukturou, dobrým zachováním a deformovanou vstupní komůrkou (patrně při zpracování vzorku); D – Zachování schránky *Ammonia tepida* (Cushman, 1926) s odlomenou částí posledního závitu (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM– 6380 LV).

Společenstvo v metráži 12,6 m je s ohledem k předchozím metrážím drobnější, zhruba 50 % schránek se nachází ve velikostní kategorii 100 – 200 μm , zhruba 30% tvoří foraminifery v rozmezí 100 – 150 μm . Schránky jsou malé dobře zachované, nicméně vzorek obsahoval i větší bentické zástupce s poměrně vysokým stupněm opracování.

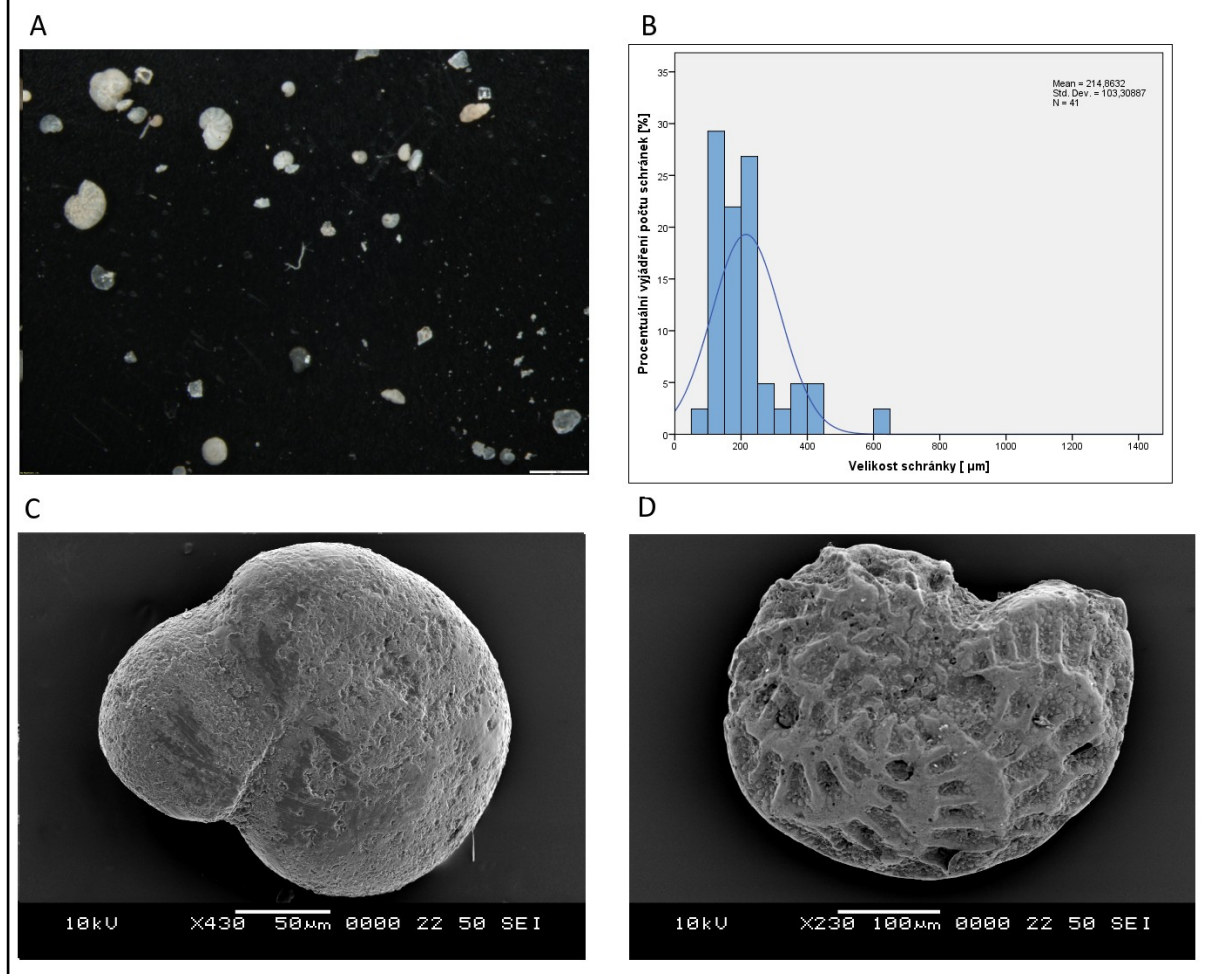
HR-1/12,8m; BENTOS



[Obr. č. 20]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Valvulineria complanata* (d'Orbigny, 1846) s opracováním skulpturních elementů; D – Zachování schránky *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny, 1846) s mikrovrtabmi a s částečným odlomeným levým lem schránky (patrně při zpracování) (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM– 6380 LV).

Zachované společenstvo v hloubce 12,8 m má relativně rovnoměrné velikostní třídění, v rozmezí mezi 200 – 500 μm . Zároveň je celý vzorek tvořen spíše většími bentickými foraminiferami s ohledem k vzorkům z metráží 12,1 m, 12,35 m, 12,6 m. Opracování se vyskytuje u části větších schránek. Ve srovnání s jinými vzorky, jsou schránky foraminifer v hornině hojně.

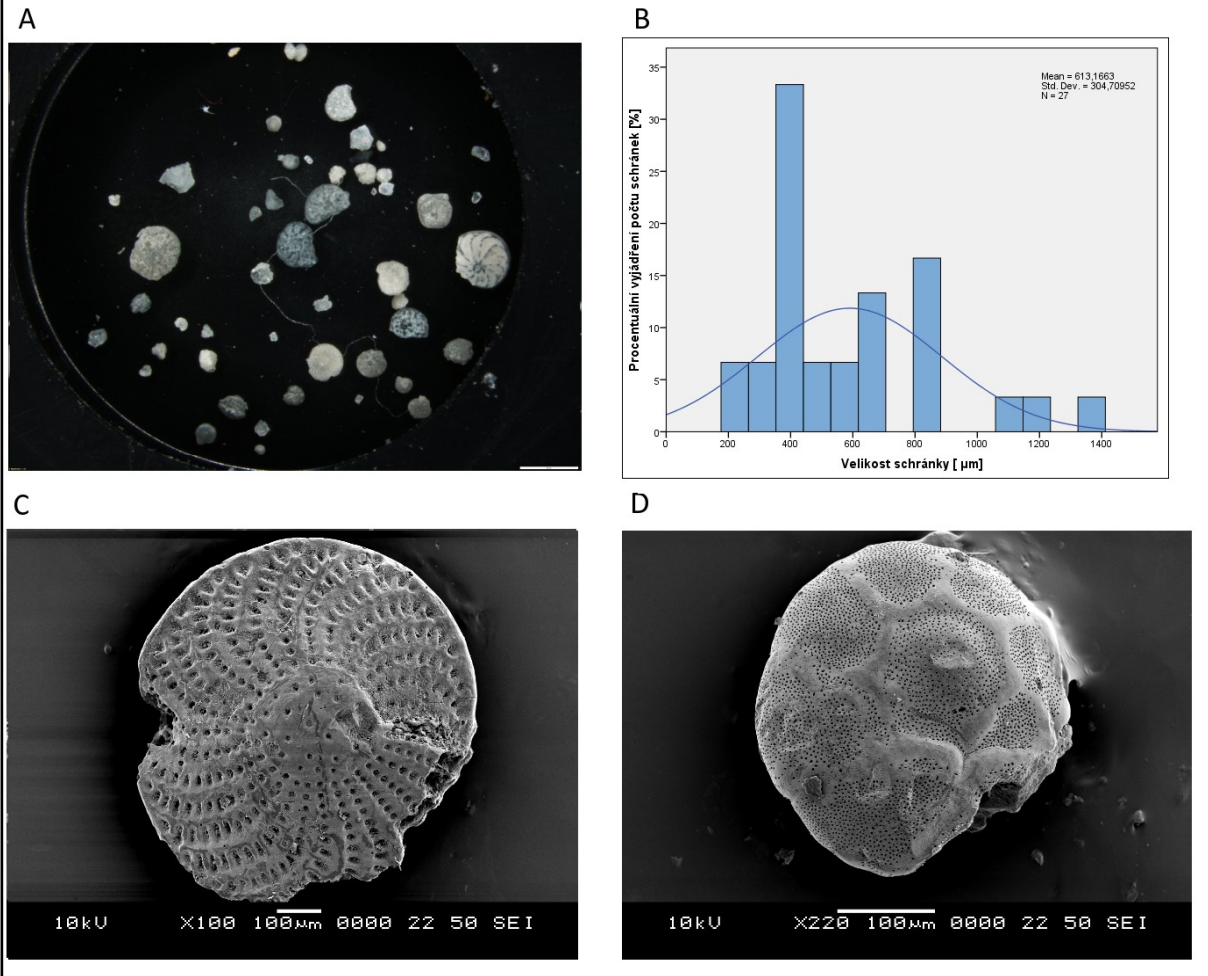
HR-1/13,25m; BENTOS



[Obr. č. 21]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky juvenilní rotaliidní foraminifera s velmi jemným povrchovým opracováním; D – Zachování schránky *Elphidium fichtellianum* (d'Orbigny, 1846 s olámanou částí posledního závítku (Snímky C a D pořizeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM– 6380 LV).

Vzorek metráže 13,25 m obecně na schránky poměrně chudý, velikostní rozmezí mezi 100 – 400 μm . Zastoupeny jsou hlavně menší formy v rozmezí 100 – 250 μm , tvoří zhruba 70 % všech schránek. Nejzastoupenější skupina 100 – 150 μm zahrnuje zhruba 27 %.

HR-1/14,1m; BENTOS

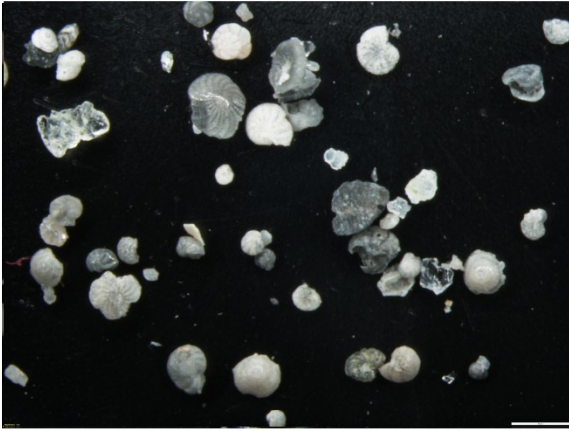


[Obr. č. 22]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Elphidium crispum* (Linné 1758) s dobře zachovanou středovou a částečně horní polovinou lemu, dolní část lemu významně opracovaná; D – Zachování schránky *Ammonia viennensis* (d'Orbigny, 1846) s olámáním poslední komůrky (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

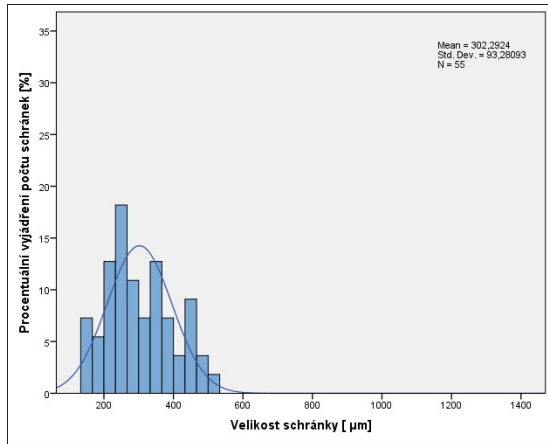
Metraž 14,1 m nejchudší vzorek bentických foraminifer s velkým velikostním rozptylem. Stupeň opracování střední až vyšší. Procentuálně tvořily schránky o velikosti 400 μm téměř 35 %. Výrazné zastoupení schránek v rozmezí 600 – 700 μm (zhruba 14 %) a 800 - 900 μm (17,5 %). Velikostní distribuce společenstva je poměrně heterogenní.

HR-1/14,6m; BENTOS

A



B



C



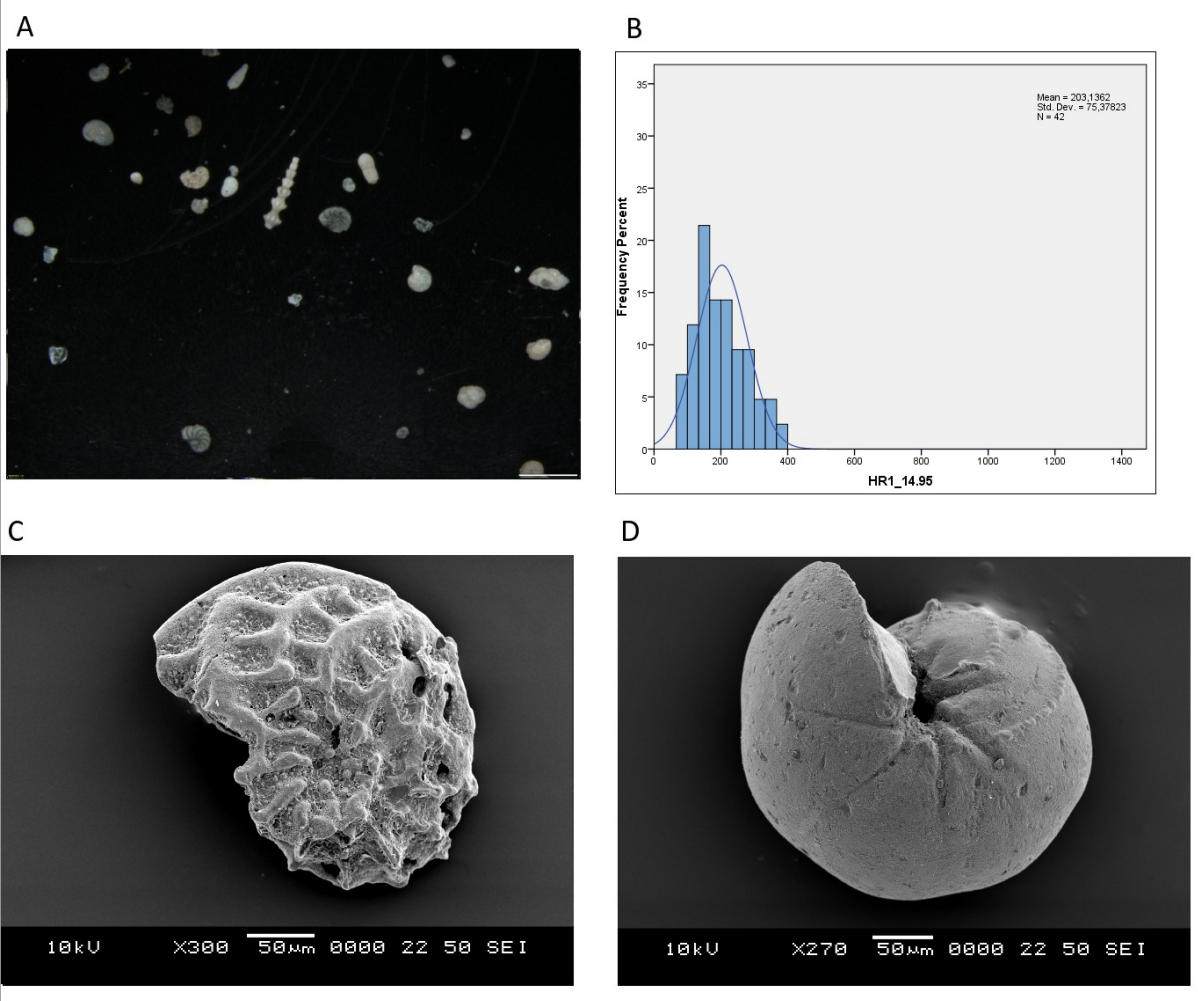
D



[Obr. č. 23]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky juvenilní *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny, 1846) se silně opracovaným lemem a drobnými mikrovrtbami; D – Zachování schránky *Ammonia beccarii* (Linné 1758) bez většího poškození schránky (Snímky C a D pořizeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Vzorek hloubky 14,6 m se charakterově podobá metrážím 12,1 m a 12,35 m s menším velikostním tříděním. Velikostní zastoupení v rozmezí mezi 200 – 400 µm. Menší schránky dobře zachovalé, středně velké a větší (zhruba od velikosti 350 – 400 µm) s viditelným opracováním.

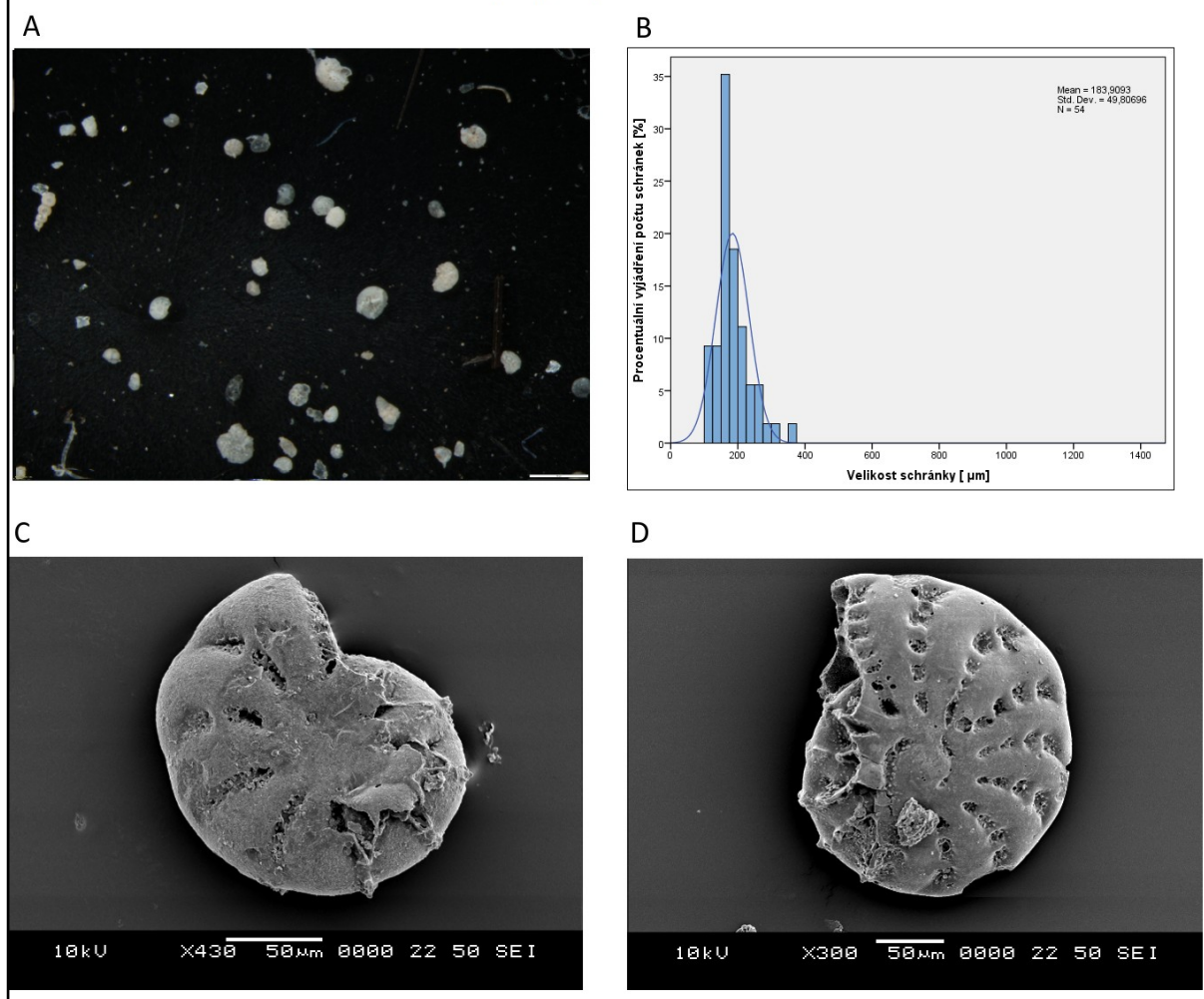
HR-1/14,95m; BENTOS



[Obr. č. 24]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky juvenilní *Elphidium fichtellianum* (d'Orbigny, 1846) se silným olámáním okrajových části schránky, především v zadní části schránky; D – Zachování schránky juvenilní rotaliidní foraminifera s opracováním vstupní komůrky a drobnými mikrovrty. (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Metráž 14,95 m patří mezi chudší vzorky s poměrně úzkým velikostním rozptylem 100 – 400 μm. Společenstvo poměrně dobře zachovalé, vyšší stupeň opracování vzácně, 35 – 40 % schránek pod hranicí 200 μm.

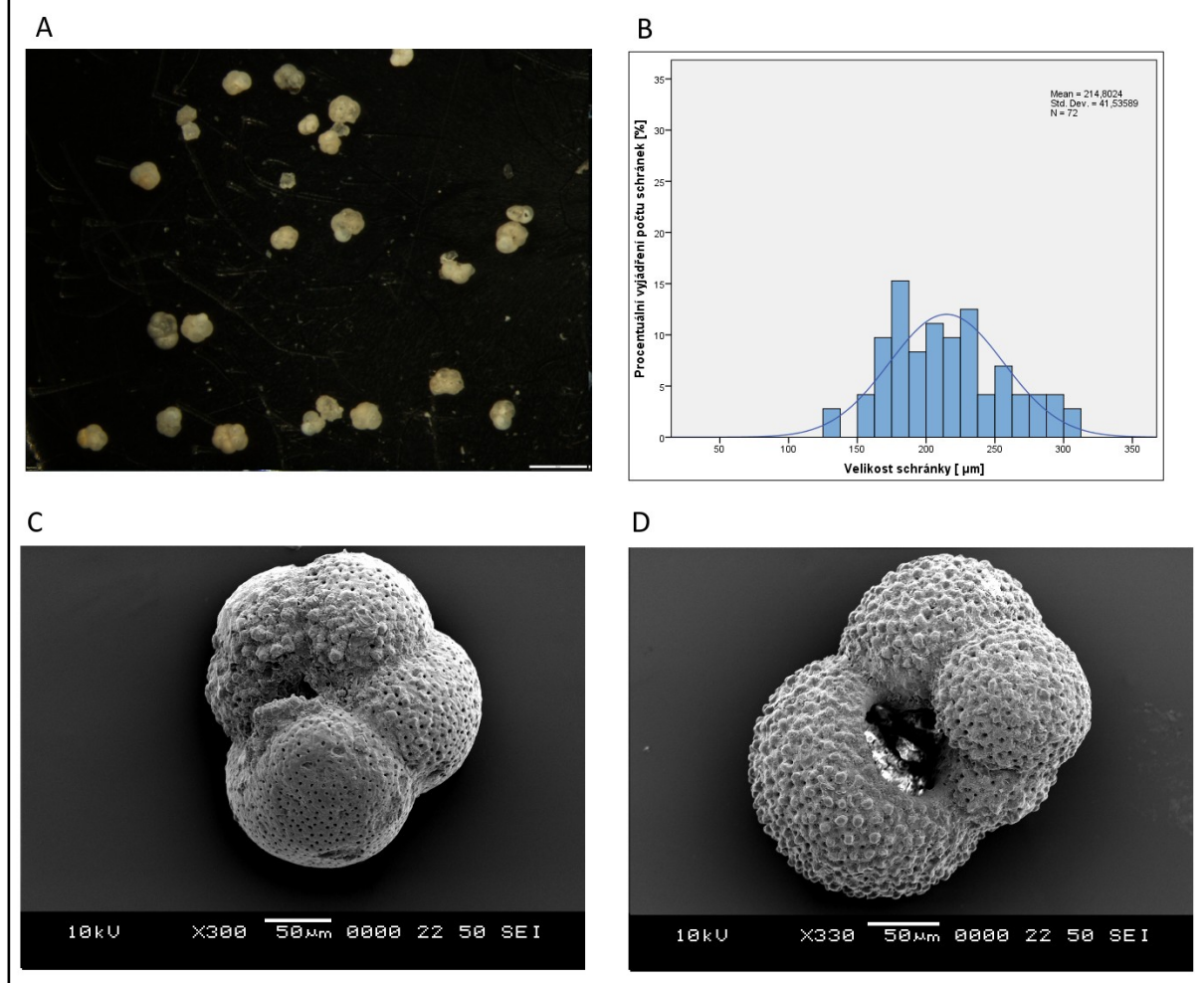
HR-1/17,6m; BENTOS



[Obr. č. 25]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Elphidium excavatum* (Terquem, 1875) (juvenilní jedinec) s poškozenou částí posledního závitu (nelze vyloučit poškození při zpracování); D – Zachování schránky *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny, 1846) (juvenilní jedinec) s opracovaným lemem a poškozenými posledními komůrkami (k odlomení mohlo také dojít při zpracování) (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Křížové zvrstvení metráže 17,6 m bohaté na menší schránky bentických foraminifer ve velikostním rozmezí 100 – 360 µm. Velikostní rozmezí 160 – 200 µm tvořilo zhruba 50 % schránek.

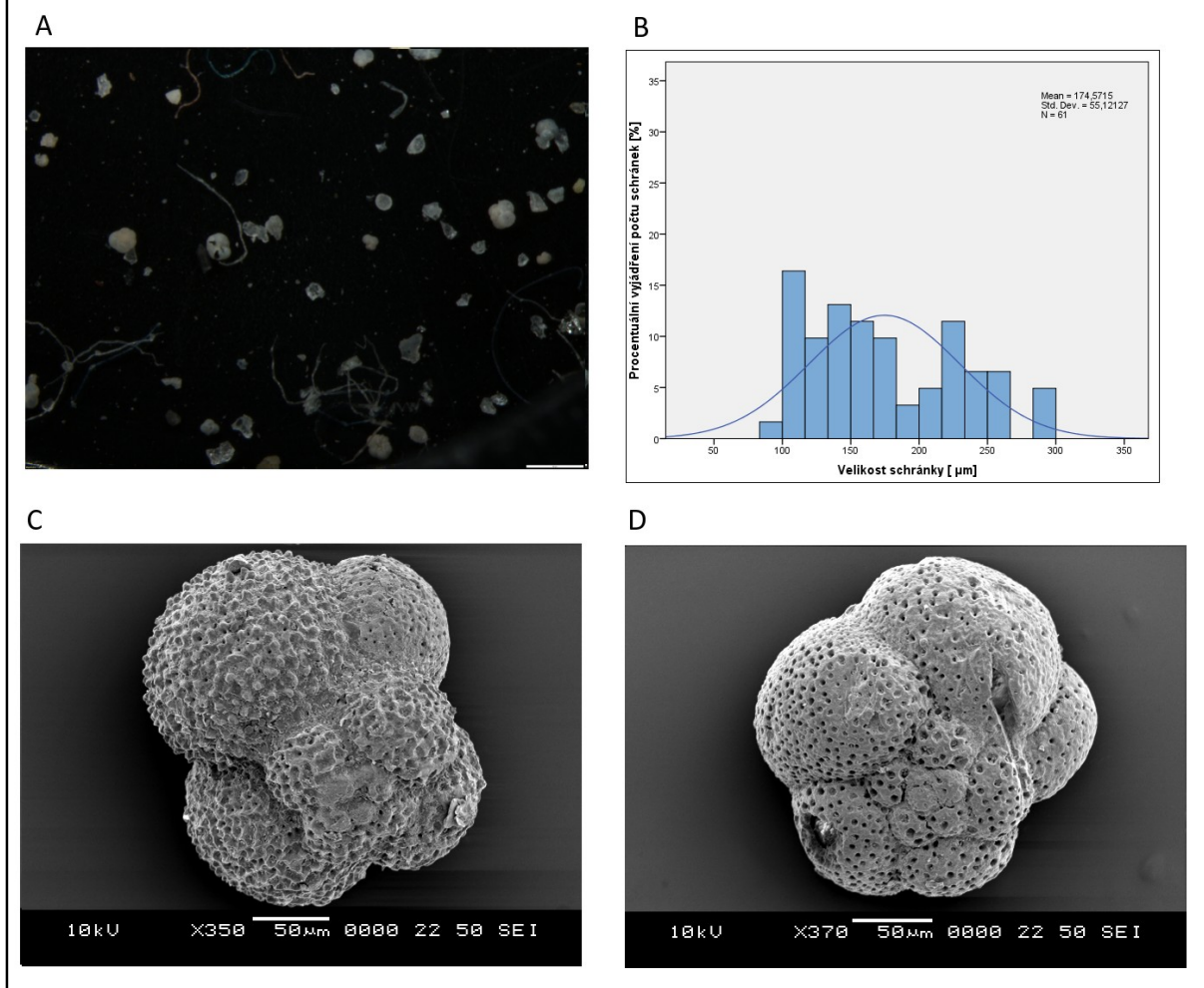
HR-1/12,1m; PLANKTON



[Obr. č. 26]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky juvenilní *Globorotalia* sp. s dobrým zachováním schránky a drobnými abrazemi; D – Zachování schránky *Globigerina praebulloides* (Blow, 1959) bez poškození (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Planktonické formy foraminifer metráže 12,1 m jsou poměrně hojné a dobře zachovalé bez větších známek opracování. Velikostní rozmezí relativně široké 150 – 320 μm (vzorek s největšími planktonickými formami). Dominují především planktonické foraminifery o velikosti 120 – 260 μm v porovnání s bentickými. Co se týče velikosti je medián planktonických forem o 35 μm , nicméně směrodatná odchylka ukazuje, že u planktonických forem jsou velikostní rozdíly mezi jednotlivými schránkami zhruba 2x menší než u bentických forem. Společenstvo je tedy více homogenní.

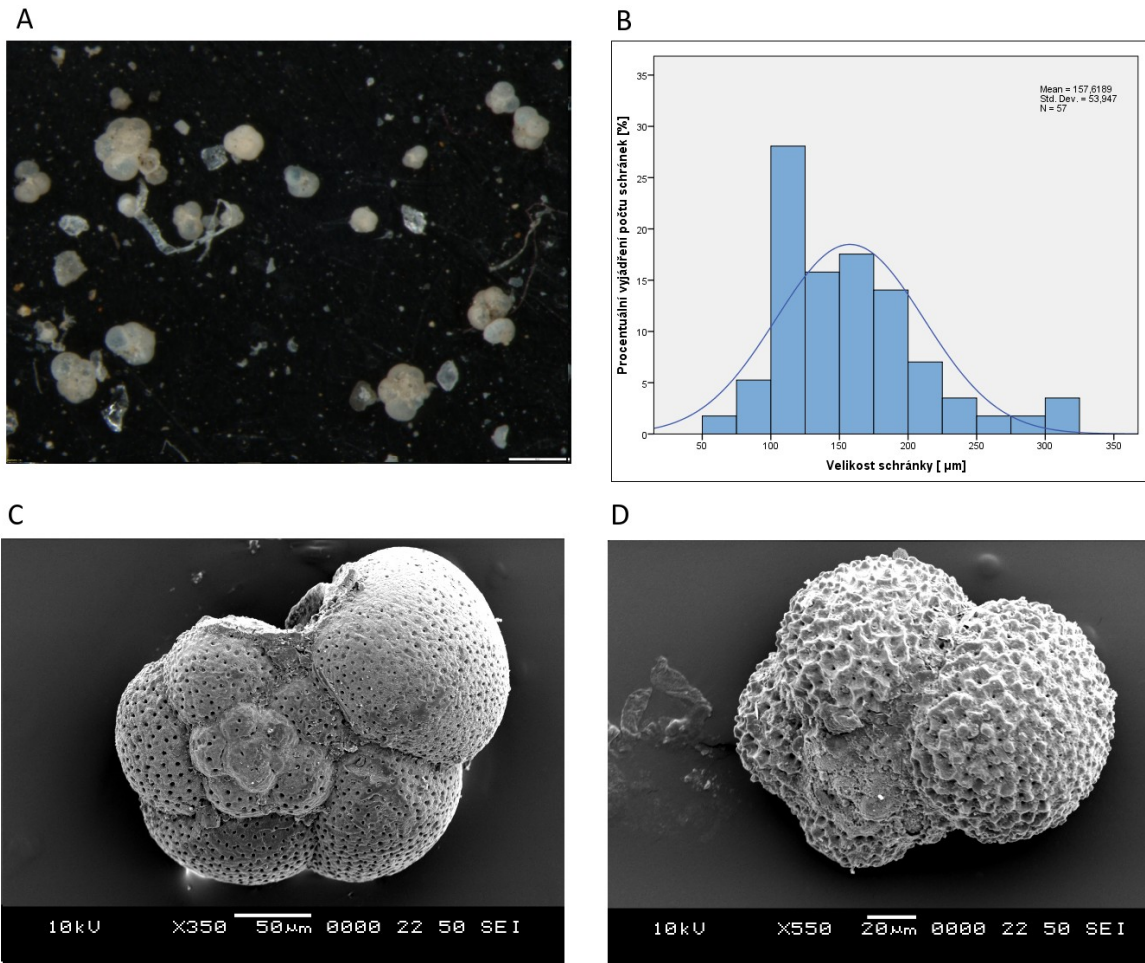
HR-1/12,35m; PLANKTON



[Obr. č. 27]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Globigerina* (d'Orbigna, 1826) (juvenilní jedinec); D – Zachování schránky *Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938) (juvenilní jedinec), (Snímky C a D pořizeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Metráž 12,35 m je na planktonické formy podobně bohatá jako metráž 12,1 m, velikostní rozmezí schránek je ovšem menší, zhruba v rozmezí 100 – 270 μm , s drobnými odchylkami k 300 μm . 35 – 40% tvoří schránky foraminifer < 150 μm . V porovnání s bentickými formami jsou planktonické menší, mediány se liší o 80 μm , směrodatná odchylka ukazuje podobný trend jako v metráži 12,1 m, tedy planktonické společenstvo je více homogenní.

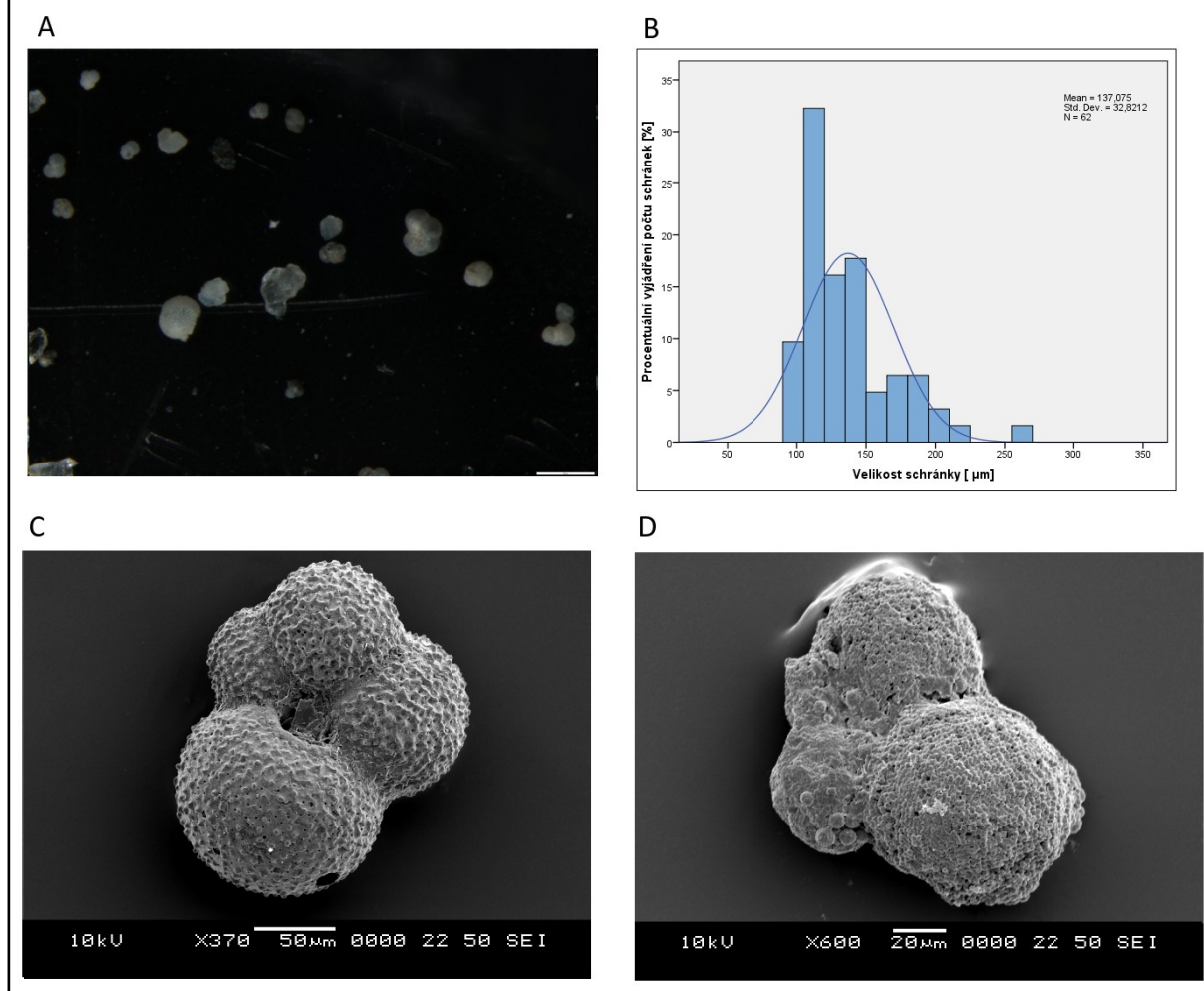
HR-1/12,6m; PLANKTON



[Obr. č. 28]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938) s typicky větvenou paprčitou strukturou s deformovanou vstupní komůrkou (nelze vyloučit jako artefakt); D – Zachování schránky juvenilní *Globigerinella obesa* (Bolli, 1957) s abrazí v dolní částí schránky (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Vzorek metráže 12,6 m má poměrně široký velikostní rozpětí schránek v intervalu 50 – 320 μm , kde hlavní zastoupení tvoří schránky mezi 100 – 200 μm , tvoří zhruba 70 % schránek (podobně jako tomu bylo bentosu téže metráže). Mediánový rozdíl je stále přibližně stejný, jako v předchozích metrážích, totéž platí o homogenitě společenstva. Pověšinou dobře zachovalé s občasnými známkami poškození.

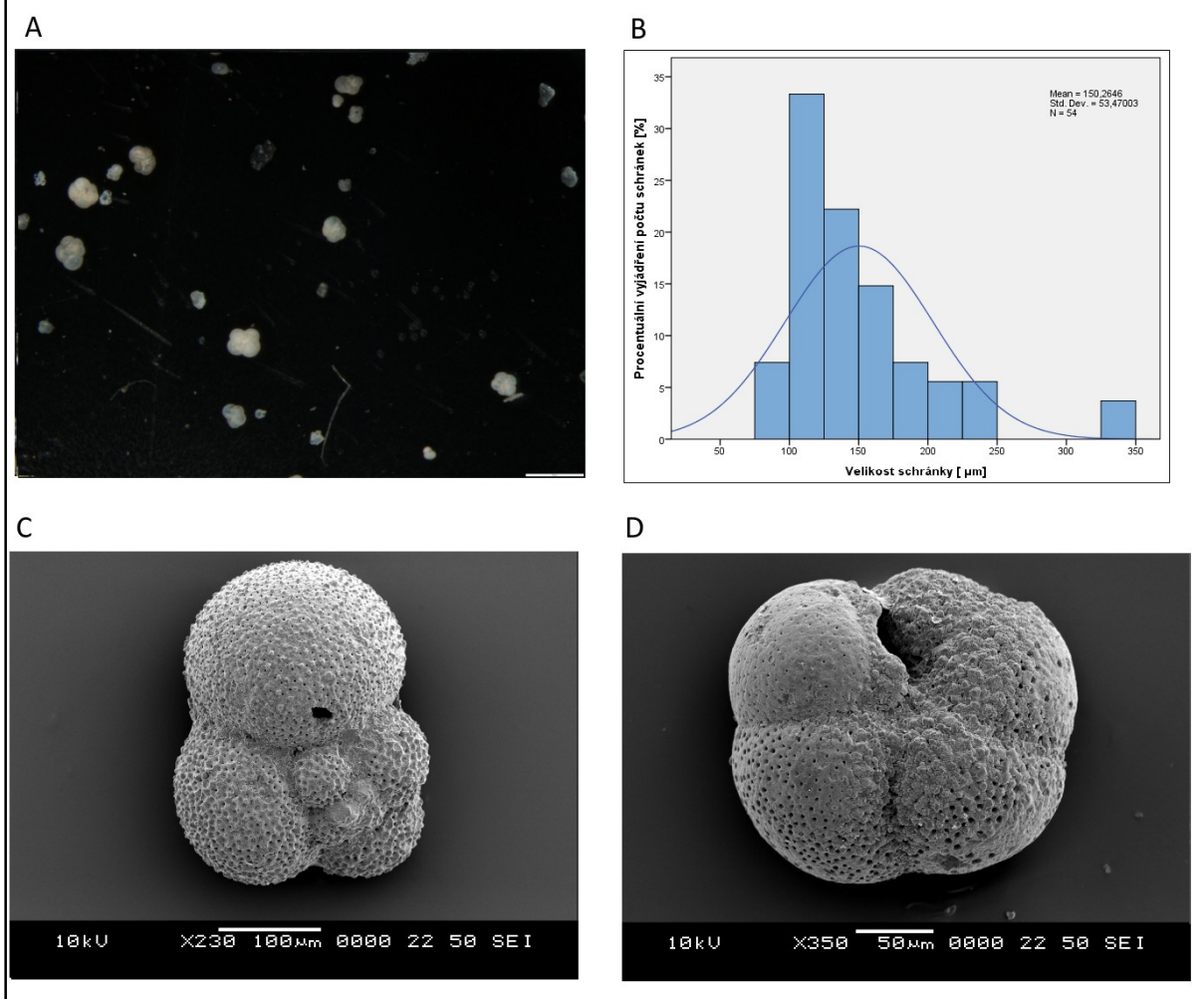
HR-1/12,8m; PLANKTON



[Obr. č. 29]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schrány *Globigerina praebulloides* (Blow, 1959); D – Zachování schrány *Globigerina lentiana* (Roegl, 1969) výrazně postmortálně poškozené, stěny silně abradované, místy zachované jen jádro (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

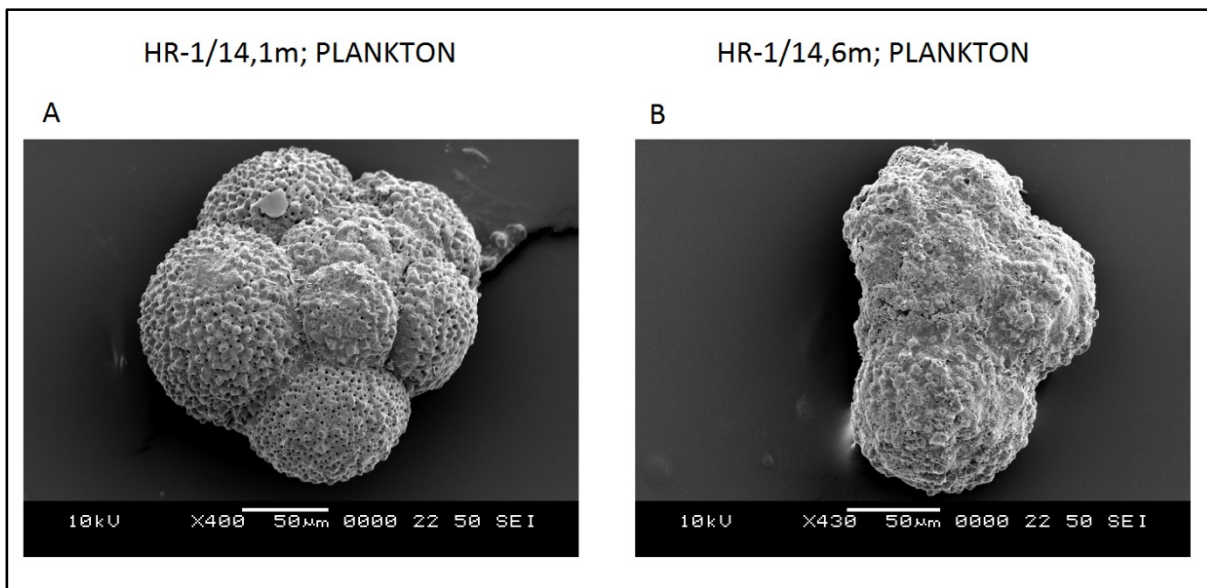
Vzorek HR-1 12/8m reprezentují planktonické foraminifery o velikostním rozmezí 100 – 220 μm . Větší část ovšem tvoří drobnější foraminifery v intervalu 110 – 150 μm (zhruba 60 – 65 % všech nasbíraných schránek). Schrány jsou buď dobře zachovalé, nebo naopak jsou velmi poškozené. V porovnání s bentosem jdou vidět značné rozdíly, jak velikosti (zhruba 2,5x větší), tak velikostní homogenitě společenstva (zhruba 4x větší).

HR-1/13,25m; PLANKTON



[Obr. č. 30]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Globigerina praebulloides* (Blow, 1959); D – Zachování schránky juvenilní *Globorotalia* sp. s abrazemi v pravé části schránky (Snímky C a D pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

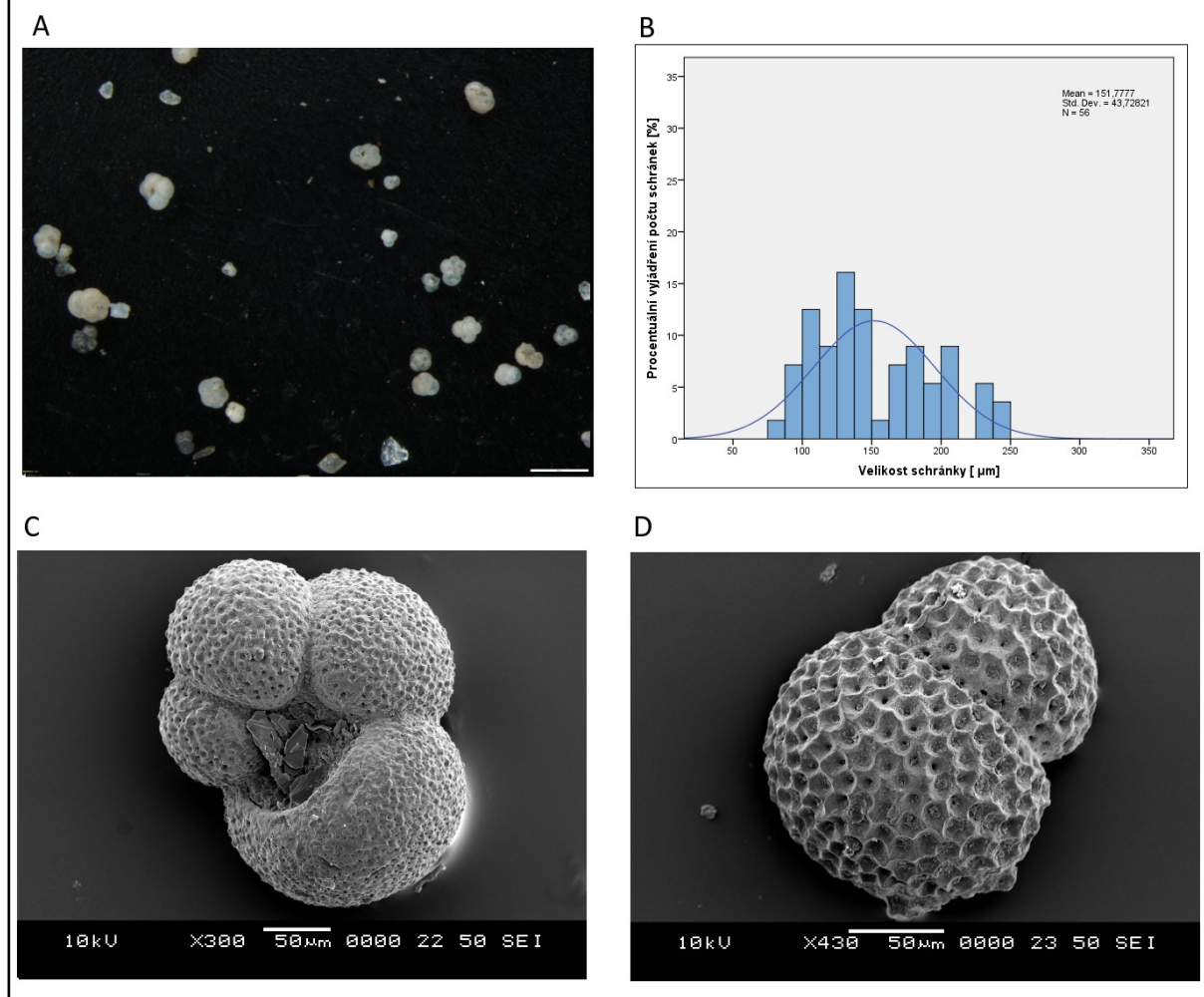
Vzorek HR-1/13,25m o velikostním třídění v intervalu 80 – 250 µm. Dle mediánu podobné metrážím 12,6 m a 12,8 m, které jsou tvořeny především těmi drobnějšími planktonickými foraminiferami. Schránky povětšinou v dobře zachovalém stavu, bez většího mechanického poškození. Charakteristika velmi podobná vzorku metráže 12,6 m, včetně porovnání s bentickými formami stejné metráže. Homogenita společenstva nepatrně menší oproti metrážím 12,6 m a 12,8 m.



[Obr. č. 31]: A – Zachování schránky *Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938) s mírnou abrazí; B – Zachování schránky juvenilní *Globorotalia* sp. se silně deformovanou schránkou (Snímky A a B pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Vzorky HR-1/14,1m a HR-1/14,6 byly příliš chudé na výskyt planktonických foraminifer, proto společenstva těchto vzorků lze příliš specifikovat. Obrázky z elektronového mikroskopu JOEL JSM – 6380 LV poukazují na různou míru opracování (k chudosti vzorku nelze konkrétněji přiblížit, proto nelze ani vzorek srovnat s bentickými formami).

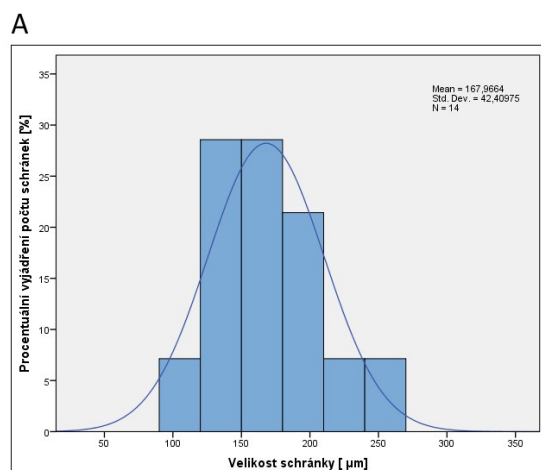
HR-1/14,95m; PLANKTON



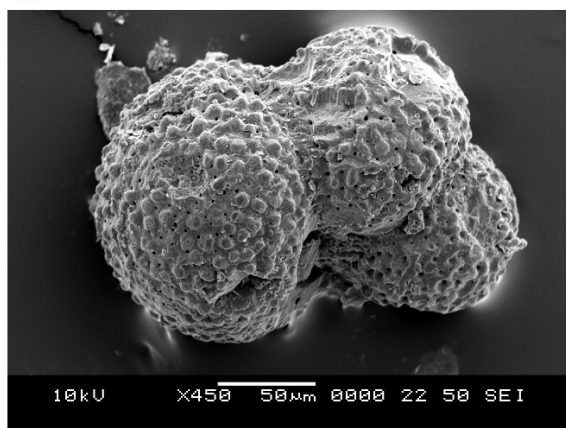
[Obr. č. 32]: A – Celkový snímek společenstva (zvětšení 600 - 610x); B – Histogram velikostního třídění; C – Zachování schránky *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826); D – Zachování schránky *Globigerinoides bisphericus* (Todd, 1954) (Snímky A a B pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Metráž 14,95 m je na počet planktonických foraminifer poměrně bohatá v porovnání se vzorky z metráže 14,1 m a 14,6 m. Schránky jsou velice dobře zachovalé, bez větších známek opracování. Hlavní velikostní distribuce v intervalu 100 – 150 µm. Společenstvo v rámci ostatních vzorků je drobnější. V porovnání s bentickými jsou rozdíly v homogenitě stále patrné, ale jsou menší. Bentické formy jsou v průměru asi o 60 – 65 µm větší.

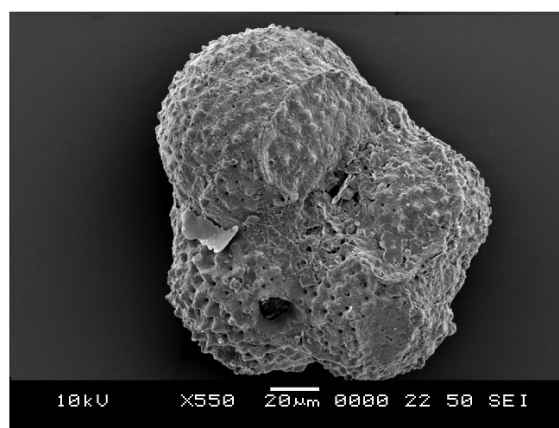
HR-1/17,6m; PLANKTON



B



C



[Obr. č. 33]: A – Histogram velikostního třídění; B – Zachování schránky *Globigerina sp.* s abrazi; C – Zachování schránky *Globigerina lentiana* (Roegl, 1969) s abrazi (u obou snímků nelze jasně určit, zda jde o fosilní abrazi nebo artefakt) (Snímky B a C pořízeny elektronovým mikroskopem JOEL JSM – 6380 LV).

Vzorek HR-1/17,6m křížového zvrstvení je na počet planktonických foraminiferů chudý, histogram poukazuje na rozmezí mezi 90 – 270 µm. Schránky jemně až středně opracované, s bentosem nelze úplně porovnávat.

8] DISKUZE

Po shrnutí výsledků z měření a analýzy snímku foraminifer z elektronového mikroskopu se JV části karpatské předhlubně náležící Centrální Paratethydě jeví, jako šelfová doména se značnou převahou mělkovodních až lehce hlubokovodních foraminifer (zhruba do hloubek 150 – 200 m). Mělkovodnímu prostředí nasvědčují nálezy schránek skupin *Ammonia* a *Elphidium*, které indikují spíše prostředí lagunární s různým výkyvem salinity, zhruba v rozmezí 5 – 35 ‰ (Reddy et Jagadishwara Rao 1984). O dokladech spíše mělkovodního až lehce hlubokovodního prostředí vypovídá také index oceanity [Tab. č. 5], který je kromě HR-1/12,1m značně pod 80 %, což napovídá až lagunární charakter původně mořské domény.

| Vzorek | Index oceanity [%] |
|-------------|--------------------|
| HR-1/12,1m | 73,2857143 |
| HR-1/12,35m | 62,1730769 |
| HR-1/12,6m | 58,1176471 |
| HR-1/12,8m | 63 |
| HR-1/13,25m | 55,3170732 |
| HR-1/14,1m | - |
| HR-1/14,6m | - |
| HR-1/14,95m | 57,3333333 |
| HR-1/17,6m | 14,2592593 |

[Tab. č. 5]: Vypočtený index oceanity (dle vztahu [Kap. 2: Schránky foreminifer jako tafonomické indikátory]).

Obě zmíněné skupiny se nachází v hloubkách nad 100 m, většinou však v prvních desítkách metrů (Schafer and Cole 1986). Tyto bentické foraminifery preferují také spíše písčité až klastický materiál přinášený z pobřeží, dobře také snáší změnu teploty (Sen Gupta 1977), což může asociovat s tehdejšími podmínkami v období po středně miocenním klimatickém optimu, které se vyznačuje poměrně razantními změnami s nezřídka vyskytujícími se silnými bouřemi. Podobně by tato myšlenka podporovala model vzniku tempestitů dle Walker (1984), který vznik tempestitů připodobňuje ke vzniku turbiditů, kdy pro vznik tempestitů je důležité dominantní jednosměrné proudění, a zároveň přínos materiálu z pobřeží. Na druhou stranu Swift et al. (1986) a Snedden et al. (1988) tvrdí, že tempestity jsou úzce vázané na pohyby vodní masy a geostrofické proudy. I přes rozdílnost názorů mohou oba názory podpořit přítomnost existenci tempestitů. Pokud bychom brali v potaz názor Walkera (1984) podpořilo by to domněnky Einsele et al (1991), jenž tvrdí, že mělkovodní fauna v tempestitech se neliší jako u turbiditu, je v zásadě stejná, ale společenstvo je obohaceno o

plaktonické formy ze svrchní části vodního sloupce, což poukazuje i na směr proudění směrem z centra pánve.

Značně nekonzistentní velikostní variabilitu společenstva potvrdily i samotné výsledky. Rozdíly jsou obecně významné u bentických forem než u planktonických, což může být způsobeno tím, že planktonických druhů je obecně v litorálním nebo lagunárním prostředí méně. Podobných výsledků, co se týče konzistence a indexu oceanity se zabývali i Durdica a Jasenka (2007) při studiu svrchního bádenu v oblasti pohoří Medvednica, kdy podobně interpretují výskyt bentických (zastoupení stejných bentických druhů, index oceanity) a chudé zastoupení planktonických foraminifer v některých částech. Litofacie byla postavená na zóně foraminifery *Ammonia Beccari* v horních částech kontinentální šelfu – mělkovodní prostředí. Horniny tvořily písky a pískovce s vložkami konglomerátů (při bázi) a vápenců

Homogenita společenstev také podporuje vznik a existenci tempestitů, poněvadž dle Einsele et al. (1991) se fauna příliš nemění, pouze jsou společenstva vytříděná.

Naopak názory Swift et al. (1986) a Snedden et al. (1988) podporují svou teorii bouřkových sedimentů, kdy během bouří mohlo docházet k tzv. upwellingu, který souvisí s promícháváním vody a tedy s pohybem v suspenzi, jež dokládají vzorky planktonických a některých bentických forem.

Celkovou dynamiku prostředí také dokládá výskyt teplomilné planktonické *Globigerinoides bisphericus*, z čehož můžeme usoudit, že docházelo k promíchávání teplejších či chladnějších vod z oceánských domén (v závislosti na roční době), přestože velká část plaktonických foraminifer ve vzorku (*Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina lentiana*, *Globigerina praebulloides* a *Globigerinella obesa*), byla spíše chladnomilná (Spezzaferri and Ćorić 2001; Spezzaferri et al. 2002; Bicchi and et al. 2003). Změna společenstva v křížovém zvrstvení indikuje možné klimatické období intenzivnější zimních bouří.

9] ZÁVĚR

Teoretická část poskytla přehled o způsobu života foraminifer, problematice vzniku tempestitů a vývoj karpatské předhlubně během neogénu. Výsledky a diskuze diplomové práce ukázaly, že vzorky odebrané z vrtu HR-1 jsou patrně spjatý se vznikem tempestitových vrstev. Sedimentologické určení tempestitů bylo podpořeno i studiem tanatocenóz foraminifer, jejich velikostním tříděním a paleoekologií.

Složení společenstev v jednotlivých vzorcích ukázalo, že podmínky po středně miocenním optimu v oblasti karpatské předhlubně Centrální Paratethydy byly poměrně dynamické a docházelo zde k pravidelnému výskytu méně či více intenzivních bouří. S ohledem k subtropickému paleoklimatu nelze přímo říct, zda za tvorbou tempestitů stojí spíše tropické cyklony nebo zimní bouře, ale dle přítomnosti hřbítkového zvrstvení v metrůži 17,6 m lze předpokládat spíše častější výskyt zimních bouří (Marsaglia et Klein 1983; Swift et al. 1983), podobně jako tomu je v dnešní mediteránní oblasti.

Závěrem lze shrnout, že oblast Centrální Paratethydy je natolik komplikovaná z hlediska paleoklimatologických a paleoekologických indikátorů, tudíž nelze přímo vyloučit žádný klimatický model a do budoucna je nutno zohlednit další aspekty ovlivňující mořské prostředí (izotopy prvků rozpuštěných ve vodě, obsah těžkých kovů ve schránkách foraminifer, obsah plynů v atmosféře, vulkanickou činnost, přírodní katastrofy atd.).

10] LITERATURA

- ADÁMEK, J., BRZOBOHATÝ, R., PÁLENSKÝ, P., ŠIKULA, J., (2003): The Karpatian in the Carpathian Foredeep (Moravia). – In: Brzobohatý R., Cicha I., Kováč. M., Rögl F. (eds.): The Karpatian. A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Masaryk University, 75–92. Brno.
- AIGNER, T. A. (1985): Storm depositional systems: Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences: Berlin, Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences no. 3, 174 p.
- AIGNER, T. A., and REINECK, H. E. (1982): Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis: *Senckenbergiana Marítima*, v. 14, p. 83-215.
- ALLEN, J. R. L. (1982): Sedimentary structures, their character and physical basis. New York: Elsevier Scientific Pub. Co., ISBN 0444419454.
- ARNOTT, R. W. X., and SOUTHARD, J. B. (1990): Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 211-219.
- AUST, J., DOPITA, J. (1997): Geologie české části hornoslezské pánve. Praha: Ministerstvo životního prostředí ČR.
- BÉ, A. W. H. & TOLDERUND, D. S. (1971): Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Ocean, in *The Micropaleontology of Oceans*, (eds. B. M. Funnell and W. R. Riedel), Cambridge University Press, Cambridge, U. K., pp. 105-149.
- BÉ, A. W. H. (1968): Shell porosity of Recent planktonic foraminifera as a climatic index. *Science*, 161, 881-4
- BELLIER, J. P., MATHIEU, R. & GRANIER, B. (2010): Short Treatise on Foraminiferology (Essential on modern and fossil Foraminifera), *Carnets de Géologie - Notebooks on Geology*, Brest, Book 2010/02, 104 p., 15 figs, 10 pls.
- BENTON, M. J, and GRAY, D. I. (1981): Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh Borders: sediment, tool mark and trace fossils: *Geological Society of London Journal*, V. 138, p. 675 - 694.
- BEUKES, N. J. (1996): Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Witwatersrand Supergroup, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 567-576.
- BICCHI, E., FERRERO, E., GONERA, M. (2003): Palaeoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic Foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato

(Tethys) records. *PalaeogeogrPalaeoclimatol Palaeoecol* 196:265–303

BLOOS, G. (1976): Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandstein des Schwarzen Jura alpha (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im schwabischen Sedimentationsbereich: University of Stuttgart, Institut für Geologie und Palaontologie, Arbeiten, N. F. v. 71, p. 1- 296

BRANDT, D. S., ELIAS, R. J. (1989): Temporal variations in tempestite thickness may be a geologic record of atmospheric CO₂. *Geology*, 17(10), 951-952.

BRENCHLEY, P. J. (1985): Storm influenced sandstone beds: *Modern Geology*, v. 9. p. 369-396.

BRETT, C.E., SPEYER, S.E., and BAIRD, G.C., (1986): Storm-generated sedimentary units: Tempestite proximity and event stratification in the Middle Devonian Hamilton Group of New York: *New York State Museum Bulletin*, v. 457, p. 129-156.

BRZOBOHATÝ, R., CÍCHA I. (1993): Karpatská předhlubeň- in: *Geologie Moravy a Slezska*, 123 - 128. - Moravské zemské muzeum, Masarykova univerzita, Brno.

CACCHIONE, D. A. DRAKE, D. E., FERREIRA, J. T. and TATE, G. B. (1994). Bottom stress estimates and sand transport on northern California inner continental shelf: *Continental Shelf Research* v. , 14, p. 1273-1289.

CACCHIONE, D.A. and DRAKE, D.E. (1990): Shelf sediment transport: an overview with application to the northern California continental shelf, in LeMéhauté, B., and Hanes, M. D. eds., *The Sea*, vol. 9, *Ocean Engineering Science*: New York, Wiley Interscience, p. 729-773.

CÍCHA, I. (1998): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Frankfurt am Main: W. Kramer. *Abhandlungen (Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft)*, 549.

CÍCHA, I., ZAPLETALOVÁ, I. (1974): Problémy stratigrafie mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. - *Zem. Plyn Nafta*, 19 (3), 453-460. Hodonín.

ČTYŘOKÝ, P. (1991): Division and correlation of the Eggenburgian and Ottnangian in the southern Carpathian foredeep in southern Moravia: *Zapadne Karpaty, Geologia*, v. 15, p. 67-109.

DAVIES, A. G., SOULSBY R. L. and KING, H. L. (1988) A numerical model of the combined wave and current bottom boundary layer. *Journal of Geophysical Research* [online]. 93(C1),

DUKE, W. L. (1982a): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms (abs.) *Abstr. Prog. geol. Soc. Am.* 14, 478.

DUKE, W. L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense

winter storms. *Sedimentology* [online]. 32(2), 167-194

DUKE, W. L., (1990): Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60. p. 870-833.

DUKE, W. L., ARNOTT, R. W. C., and CHEEL, R. J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new evidence on a stormy debate: *Geology*, v. 19, p. 625-628

Durdica, J., Sremac, J. (2007) Badenian Marginal Marine Environment in the Medvednica Mt. (Croatia)

EINSELE G., RICKEN W., and SEILACHER A. (1991): "Cycles and events in stratigraphy", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1991. 955p.

EINSELE, G. (1992): *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. New York: Springer-Verlag. ISBN 0387547436.

EINSELE, G. (1998): *Event stratigraphy: recognition and interpretation of sedimentary event Horizons*. In P. Doyle and M. R. Bennett, (eds.), *Unlocking the stratigraphical record: advances in modern stratigraphy*, John Wiley & Sons, Chichester, United Kingdom.

EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, D. (1991): Cycles and events in stratigraphy: introduction. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher

A (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Heidelberg New York, p 1-19

EMANUEL, K. A. (1987): The dependence of hurricane intensity on climate: *Nature*, v. 326, p. 483-485.

FISCHER, A. G. (1984): Two Phanerozoic supercycles, in Berggren, W.A., and Van Couvering, J.A., eds., *Catastrophes and earth history; the new uniformitarianism*: Princeton, New Jersey, Princeton University Press, p. 129-150.

GIBSON, T.G. (1989): Planktonic benthonic foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability.- *Marine Micropaleontology*, Amsterdam, vol. 15, n° 1-2, p. 29-52.

HAMBLIN, A. P., and WALKER, R. G. (1979): Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 1673-1690.

HART, M. B. (2000): Climatic modelling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminiferida. In: Hart M.B. (ed.), *Climates: Past and Present*.- Geological Society, Special Publication, London, n° 181, p. 33-41.

HEMBELEN, C., SPINDLER, M. & ANDERSON, O. R. (1989): *Modern planktonic foraminifera*.- Springer-Verlag, New-York, xiv + 363 p.

HOLCOVÁ, K. (1996): Determination of transport of foraminiferal tests in the fossil record (the South Slovakia Basin, Middle

Miocene). Neues Jahrb. Geol. Paleontol., Monatsh. 4, 193–217.

HOLCOVÁ, K. (1999): Postmortem transport and re-sedimentation of foraminiferal tests: relations to cyclical changes of foraminiferal assemblages, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 145, Issues 1–3, January 1999, Pages 157-182

HOTTINGER, L. (2006): Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research. Carnets de Géologie. Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2006/02 (CG2006_M02), 126 pp.

CHEEL, R.J. (1991): Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications: Journal of Sedimentary Petrology, V. 61, p. 102-110.

CHLUPÁČ, I. (2002): Geologická minulost České republiky. Praha: Academia.

JOHNSON, H. D., BALDWIN C. T. (1986): Shallow siliciclastic seas. In: Reading HG (ed) Sedimentary facies and environment, 2nd edn. Blackwell, Oxford, p 229-252

JORISSEN, F. J., DE STRIGTER, H. C. & WIDMARK, J. G. V. (1995): A conceptual model explaining benthic foraminiferal

KUKAL, Z. (1986): Základy sedimentologie. 1. vyd. Praha: Academia. 468 s.

LECKIE, D. A. and KRYSTINIK, L. F. (1989): Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner

to middle-shelf deposits?: Journal of Sedimentary Petrology, v. 59, p. 862-870.

LECKIE, D. A. and WALKER, R. G. (1982): Storm- and tide dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66. p. 138-157.

LIDZ, B.H. (2002): Chemical pollutants and toxic effects on benthic organisms, Biscayne Bay: A pilot study preceding Florida Everglades restoration: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-308, 4 p.

MADSEN, O.S., WRIGHT, L.D., BOON, J.D. and CHISHOLM, T. A. (1993): Wind stress, bed roughness and sediment suspension on the inner shelf during an extreme storm event: Continental Shelf Research, v. 13, p. 1303-1324

MARSAGLIA, K. M. & KLEIN, G. (1983): The Paleogeography of Paleozoic and Mesozoic Storm Depositional Systems, The Journal of Geology 91, 117-142

MARTEL, A. T. and GIBLING, M. R. (1994): Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts, associated with lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada: Journal of Sedimentary Research, v. A64, p. 508-517.

- MARTIN, R. E. (2000): Environmental Micropaleontology. Kluwer academic publishers, New York, USA. 481 p.
- MORTON, R. A. (1988): Nearshore responses to great storms. Geol Soc Am Spec Pap 229: 7-22
- MURRAY, J. W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera.- Longman Scientific & Technical, 397 p.
- MURRAY, J. W. (2006): Ecology and Applications of Benthic Foraminifera, Cambridge University Press
- MURRAY, J.W. (1965): Significance of benthic foraminiferids in plankton samples. J. Paleontol. 39, 56–157.
- MYROW, P. M. (1992a): Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 99-115.
- MYROW, P. M. and SOUTHARD, J. B. (1991): Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-dominated beds: Journal of Sedimentary Petrology, v. 61, p. 202-210.
- MYROW, P. M., SOUTHARD, J. B (1996): Tempestite Deposition. SEPM Journal of Sedimentary Research [online]. DOI: 10.1306/D426842D-2B26-11D7-8648000102C1865D. ISSN 1527-1404.
- MYROW, P.M., FISCHER, W., and GOODGE, J.W. (2002): Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Central Transantarctic Mountains: Journal of Sedimentary Research, v. 72, p. 641-656.
- NOTTVEDT, A., and KREISA, R.D. (1987): Model for combined-flow origin of Hummocky cross stratification: Geology, v. 15, p. 357-361.
- NUMMEDAL, D. (1991): Shallow marine storm sedimentation: the oceanographic perspective. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (4s) Cycles and events in stratification. Springer, Heidelberg New York, p 227-248
- PEŠEK, J.(2010): Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. Praha: Česká geologická služba.
- POKORNÝ, V. (1954): Základy zoologické mikropaleontologie. Nakl. ČSAV, Praha, 650 s.
- POKORNÝ, V. (1992): Všeobecná paleontologie. Praha: Karolinum.
- REDDY, K. R. et JAGADISHWARA Rao, R. (1984): Foraminifera - salinity relationship in the Pennar estuary, India. Journal of foraminiferal Research, 14, 115-9
- ROTH, Z. (1980): Západní Karpaty - terciérní struktura střední Evropy. Praha: Ústřední ústav geologický v Akademii, Knihovna Ústředního ústavu geologického, sv. 55.
- SEN GUPTA, B. K. (1977): Depth distribution of modern benthic foraminifera on continental

shelves of the World Ocean. *Indian Journal of Earth Sciences*, 4, 60-83

SEN GUPTA, B. K. (1999): *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

SCHAFER, C. T. et COLE, F. E. (1995): Marine habitat recovery in the Saguenay Fiord, Canada: the legacy of environmental contamination. *Proceedings of the OCEANS 95 Conference*, San Diego, October 9-12, pp. 925-40.

SCHEINER, F.(2013): Foraminifera like paleoecological and biostratigraphical markers. *Institute Geology and Paleontology, Faculty of Science, Charles University in Prague*, 61pp.

SNEDDEN, J. W., and SWIFT, D. I. P. (1991): Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? - Discussion: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59. p. 148-151.

SNEDDEN, J. W., NUMMEDAL, D. and AMOS, A. F. (1988): Storm- and fair-weather combined flow on the central Texas continental shelf: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58. p. 580-595.

SPEZZAFERRI, S., Ćorić, S (2001): Ecology of Karpatian (Early Miocene)foraminifera and calcareous nannoplankton from Laa an derThaya, Lower Austria: a statistical approach. *Geol Carpathica*52(6):361–374

SPEZZAFERRI, S., Ćorić, S., Hohenegger, J., Rogl, F, (2002): Basin-scalpaleobiogeography and paleoecology: an example from Karpatian (Latest Burdigalian) benthic and planktonic foraminiferaand calcareous nannofossils from the Central Paratethys. *Geobios*35(Supplement 1):241–256

SURLYK, F. & NOE-NYGAARD, N. (1986): Hummocky cross-stratification from the Lower Jurassic Hasle Formation of Bornholm, Denmark. *Sedimentary Geology*, 46. 259 - 273.

SWIFT, D. J. P., FIGUEIREDO, A. G. (Jr), FREELAND, G. L. & OERTEL, G. F. (1983): Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *J. sedim. Petrol.* 53, 1295-1317

SWIFT, D. J. P., HAN, G., VINCENT, C. E. (1986): Fluid processes and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: Middle Atlantic shelf of North America. Part 1: The stormcurrent regime, in Knight, R.J. and McLean, J. R., eds., *Shelf Sands and Sandstones: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11*, p. 99-119.

TOWNSEND, C. R., BEGON M., HARPER J. L.. *Základy ekologie. V Olomouci: Univerzita Palackého*, 2010. ISBN 978-80-244-2478-1.

WALKER, R. G. (1984): Shelf and shallow marine sands, in Walker, R.G., ed., *Facies Models*, 2nd Edition: *Geoscience Canada, Reprint Series 1*, p. 141-170.

WALKER, R. G., HUNTER, D.F. & BULLOCK, A. (1981): Wapiabi-Belly River transition; storm-influenced sediments with north-oriented paleoflow, southern Alberta. *Abs. geol. Ass. Can.* 6, A-59

WINN, R.D., (jr) (1991): Storm deposition in marine sand sheets: Wall Creek Member, Frontier Formation, Powder River Basin, Wyoming: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61. p. 86-101.

WRIGHT, M. E. and WALKER, R. G. (1981): Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta-Storm-deposited sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, P. 795-809.

Atlas of Agglutinated Foraminifera

http://www.nhm2.uio.no/norges/atlas/strat_text.htm

Classification Scheme - SEPM strata

<http://www.sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=736&5>

Foram facts

<http://www.ucmp.berkeley.edu/fosrec/Wetmore.html>

Foraminifera

<http://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/foram.html#histofstudy>

Glossary by alphabet, Foraminifera

<http://www.foraminifera.eu/glossary.php?&aktion=suche>

Planktonic foraminiferal zones

http://www-odp.tamu.edu/publications/167_SR/chap_02/c2_5.htm

Paratethys | Annales Societatis Geologorum Poloniae

<http://www.asgp.pl/taxonomy/term/38>

Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline

https://www.researchgate.net/publication/258723012_Sedimentological_and_ichnological_signatures_of_changes_in_wave_river_and_tidal_influence_along_a_Neogene_tropical_deltaic_shoreline/figures?lo=1

11] PŘÍLOHY

[Příl. 1]: Naměřené hodnoty bentických foraminifer v jednotlivých vzorcích.

| | | | | | | | | |
|--------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|
| 12,1m | 12,35m | 12,6m | 12,8m | 13,25m | 14,1m | 14,6m | 14,95m | 17,6m |
| 258,49 | 404,28 | 140,29 | 673,52 | 181,15 | 516,83 | 149,17 | 158,75 | 181,2 |
| 385,88 | 339,63 | 564,37 | 440,27 | 429,27 | 250,99 | 246,01 | 191,07 | 163,18 |
| 418,53 | 236,8 | 130,49 | 558,02 | 163,99 | 542,63 | 143,77 | 210,72 | 155,45 |
| 210,65 | 655,57 | 423,64 | 306,03 | 245,1 | 426,75 | 503,29 | 331,81 | 159,49 |
| 385,25 | 318,42 | 147,55 | 175,56 | 221,49 | 860,7 | 352,92 | 160,86 | 165,98 |
| 269,38 | 297,64 | 139,65 | 326,59 | 246,58 | 690,53 | 197 | 284,22 | 176,75 |
| 212,59 | 343,34 | 142,25 | 547,69 | 159,23 | 691,56 | 272,22 | 118,34 | 207,15 |
| 171,4 | 326,39 | 273,77 | 479,35 | 255,21 | 854,18 | 437,3 | 134,2 | 162,57 |
| 198,48 | 218,66 | 236,1 | 725,63 | 130,85 | 390,65 | 476,36 | 96,27 | 112,11 |
| 187,58 | 334,86 | 193,31 | 238,9 | 154,12 | 698,5 | 162,03 | 392,28 | 132,26 |
| 444,71 | 238,06 | 409,77 | 216,81 | 222,32 | 802,91 | 252,16 | 179,19 | 154,32 |
| 258,44 | 307,58 | 190,61 | 306,44 | 248,22 | 1407,168 | 376,7 | 335,3 | 179,94 |
| 334,61 | 370,99 | 159,94 | 355,16 | 326,46 | 306,73 | 207,45 | 134,48 | 195,93 |
| 265,42 | 238,41 | 377,38 | 211,72 | 216,32 | 524,83 | 462,27 | 315,46 | 187,68 |
| 234,33 | 258,3 | 216,8 | 447,34 | 187,95 | 378,56 | 311,43 | 215,24 | 272,54 |
| 167,55 | 240,21 | 157,18 | 263,42 | 220,49 | 665,62 | 292,08 | 144,88 | 205,96 |
| 165,39 | 174,31 | 375,85 | 273,49 | 131,17 | 1220,526 | 196,14 | 285,71 | 161,08 |
| 220,89 | 250,35 | 266,21 | 271,71 | 148,97 | 1118,61 | 155,64 | 341,4 | 209,16 |
| 375,75 | 159,17 | 386,36 | 408,66 | 438,21 | 402,85 | 366,54 | 265,04 | 209,89 |
| 512,7 | 281,79 | 422,47 | 256,75 | 381,48 | 534,64 | 313,84 | 250,62 | 163,89 |
| 250,54 | 211,78 | 334,59 | 331,18 | 370,3 | 856,188 | 225,1 | 227,72 | 359,08 |
| 102,09 | 309,19 | 168,2 | 366,64 | 110,06 | 271,64 | 259,64 | 224,55 | 228,16 |
| 355,71 | 334,39 | 135,34 | 390,07 | 188,07 | 794,268 | 216,3 | 242,47 | 172,35 |
| 200,19 | 261,7 | 205,1 | 387,25 | 217,73 | 385,83 | 252,29 | 287,31 | 135,69 |
| 182,39 | 596,49 | 161,15 | 481,95 | 93,33 | 374,54 | 238,05 | 127,24 | 163,18 |
| 231,26 | 295,65 | 118,01 | 368,58 | 204,56 | 402,15 | 436,97 | 98,95 | 306,12 |
| 312,59 | 250,79 | 134,1 | 208,98 | 142,48 | 185,11 | 248,13 | 185 | 144,18 |
| 215,71 | 159,94 | 333,89 | 305,31 | 252,62 | - | 334,66 | 157,52 | 189,27 |
| 283,87 | 316,25 | 164,14 | 469,33 | 231,67 | - | 374,19 | 256,65 | 135,33 |
| 221,85 | 313,5 | 263,88 | 349,35 | 143,85 | - | 345,1 | 283,82 | 110,96 |
| 245,11 | 394,18 | 231,87 | 501,53 | 152,5 | - | 280,01 | 115,49 | 253,9 |
| 302,94 | 172,2 | 354,55 | 123,82 | 131,91 | - | 278,16 | 187,16 | 174,59 |
| 254,7 | 234,19 | 249,35 | 290,93 | 224,1 | - | 345,28 | 162,41 | 174,41 |
| 286,57 | 121,36 | 205,8 | 450,87 | 166,52 | - | 241,36 | 208,38 | 174,39 |
| 333,9 | 191,9 | 293,42 | 235,83 | 135,05 | - | 301,16 | 162,31 | 180,95 |
| 418,89 | 199,55 | 148,8 | 322,82 | 148,82 | - | 407,87 | 126,84 | 160,43 |
| 226,69 | 588,37 | 192,28 | 410,23 | 137,29 | - | 276,69 | 99,79 | 188,49 |
| 373,48 | 232,2 | 389,99 | 352,36 | 184,2 | - | 255,13 | 169,49 | 163,57 |
| 215,14 | 249,79 | 190,85 | 329,8 | 127,39 | - | 319,54 | 161,44 | 119,12 |
| 210,77 | 189,73 | 240,64 | 143,63 | 601,03 | - | 397,61 | 123,43 | 150,46 |

[Příl. 2]: Naměřené hodnoty planktonických foraminifer v jednotlivých vzorcích.

| 12,1m | 12,35m | 12,6m | 12,8m | 13,25m | 14,1m | 14,6m | 14,95m | 17,6m |
|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| 154,45 | 106,48 | 175,28 | 119,16 | 174,36 | - | - | 178,32 | 167,12 |
| 174,39 | 165,21 | 170,68 | 111,94 | 117,5 | - | - | 246,78 | 95,94 |
| 291,14 | 245,77 | 112,93 | 129,25 | 99,11 | - | - | 198,37 | 210,55 |
| 243,41 | 141,35 | 127,05 | 114,47 | 196,13 | - | - | 137,5 | 205,1 |
| 215,25 | 128,52 | 104,9 | 110,51 | 127,68 | - | - | 115,53 | 187,26 |
| 298,04 | 167,35 | 198,73 | 115,03 | 107,14 | - | - | 236,2 | 161,35 |
| 172,63 | 136,87 | 202,79 | 209,3 | 128,6 | - | - | 135,51 | 163,33 |
| 232,21 | 113,7 | 120,11 | 199,21 | 121,98 | - | - | 121,33 | 124,83 |
| 179,46 | 104,05 | 155,26 | 171 | 124,53 | - | - | 239,81 | 128,19 |
| 237,86 | 142,49 | 151,34 | 105,09 | 129,15 | - | - | 83,77 | 187,76 |
| 266,39 | 168,23 | 153,65 | 105,24 | 175,76 | - | - | 105,15 | 172,19 |
| 252,66 | 151,19 | 133,88 | 143,99 | 101,13 | - | - | 91,33 | 264,47 |
| 199,32 | 222,97 | 190,06 | 104,24 | 112,39 | - | - | 91,8 | 138,55 |
| 293,05 | 226,67 | 121,76 | 128,96 | 219,41 | - | - | 99,21 | 144,89 |
| 285,49 | 113,56 | 55,71 | 143,76 | 132,64 | - | - | 110,66 | - |
| 255,13 | 157,13 | 123,77 | 167,63 | 96,42 | - | - | 138,3 | - |
| 173,22 | 223,4 | 124,32 | 120,31 | 205,08 | - | - | 100,38 | - |
| 206,21 | 126,08 | 99,6 | 142,46 | 119,65 | - | - | 148,31 | - |
| 278,11 | 164,75 | 223,31 | 143,55 | 124,09 | - | - | 137,93 | - |
| 193,84 | 113,74 | 118,01 | 136,18 | 137,59 | - | - | 107,95 | - |
| 175,34 | 138,73 | 121,6 | 116,05 | 150,04 | - | - | 127,53 | - |
| 218,52 | 133,54 | 76,15 | 118,37 | 95,13 | - | - | 117,43 | - |
| 132,96 | 237,08 | 102,19 | 102,94 | 115,64 | - | - | 137,04 | - |
| 216,83 | 299,68 | 130,97 | 112,72 | 118,62 | - | - | 191,67 | - |
| 228,4 | 256,09 | 108 | 143,37 | 129,63 | - | - | 165,25 | - |
| 188,19 | 206,4 | 161,93 | 144,04 | 166,07 | - | - | 126,85 | - |
| 188,98 | 284,64 | 101,87 | 123,6 | 140,1 | - | - | 237,15 | - |
| 254,04 | 225 | 133,15 | 115,66 | 340,79 | - | - | 147,07 | - |
| 176,32 | 261,12 | 154,01 | 115,37 | 235,43 | - | - | 146,3 | - |
| 161,64 | 120,42 | 135,11 | 120,26 | 104,78 | - | - | 132,89 | - |
| 170,29 | 165,05 | 165,04 | 119,35 | 117,13 | - | - | 211,32 | - |
| 181,62 | 169,51 | 110,34 | 92,97 | 112,88 | - | - | 113,54 | - |
| 209,78 | 247,22 | 149 | 131,25 | 112,91 | - | - | 151,43 | - |
| 272,76 | 228,31 | 157,04 | 105,78 | 106,36 | - | - | 109,61 | - |
| 171,93 | 144,81 | 114,23 | 143,61 | 197,9 | - | - | 188,4 | - |
| 226,95 | 292,91 | 231,86 | 119,68 | 179,57 | - | - | 129,46 | - |
| 233,44 | 219,6 | 136,09 | 102,43 | 109,01 | - | - | 90,95 | - |
| 228,79 | 115,66 | 273,07 | 112,14 | 330,28 | - | - | 140,57 | - |
| 201,61 | 174,19 | 121,19 | 182,03 | 162,61 | - | - | 178,7 | - |
| 210,67 | 131,66 | 98,84 | 104 | 158,99 | - | - | 170,46 | - |
| 286,03 | 128,71 | 220,08 | 156,86 | 137,31 | - | - | 107,1 | - |
| 255,65 | 109,94 | 121,59 | 182,84 | 173,07 | - | - | 135,75 | - |
| 208,5 | 237,58 | 280,73 | 170,76 | 202,97 | - | - | 132,05 | - |
| 227,87 | 168,56 | 229,46 | 185,29 | 117,62 | - | - | 201,99 | - |

| | | | | | | | | |
|--------|--------|--------|--------|--------|---|---|--------|---|
| 231,07 | 127,92 | 149,13 | 125,04 | 140,03 | - | - | 172,91 | - |
| 201,59 | 137,43 | 181,91 | 104,83 | 164,16 | - | - | 203,17 | - |
| 232,65 | 256,24 | 309,73 | 156,48 | 167,39 | - | - | 179,77 | - |
| 224,55 | 109,14 | 193,56 | 127,21 | 130,23 | - | - | 164,67 | - |
| 182,92 | 191,05 | 188,6 | 113,03 | 87,27 | - | - | 187,19 | - |
| 250,16 | 93,1 | 178,64 | 161,23 | 107,9 | - | - | 117,91 | - |
| 203,98 | 252,97 | 170,17 | 147,91 | 136,47 | - | - | 209,53 | - |
| 303,67 | 167,83 | 301,11 | 128,88 | 239,76 | - | - | 129,12 | - |
| 270,72 | 105,26 | 110,03 | 113,66 | 133,73 | - | - | 207,23 | - |
| 194,25 | 166,38 | 211,62 | 118,5 | 242,17 | - | - | 227,28 | - |
| 304,48 | 209,73 | 135,64 | 114,38 | - | - | - | 109,52 | - |
| 226,98 | 137,5 | 197,72 | 143,32 | - | - | - | 176,6 | - |
| 154,46 | 214,33 | 159,74 | 149,33 | - | - | - | - | - |
| 217,19 | 105,47 | - | 262,49 | - | - | - | - | - |
| 132,39 | 184,29 | - | 165,61 | - | - | - | - | - |
| 182,79 | 218,6 | - | 180,58 | - | - | - | - | - |
| 173,81 | 155,7 | - | 125,77 | - | - | - | - | - |
| 174,55 | - | - | 217,75 | - | - | - | - | - |
| 180,47 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 176,7 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 213,94 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 238,54 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 217,68 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 194,59 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 176,06 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 206,72 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 186,69 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 182,8 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |