

J. KALVODA, O. BÁBEK, R. BRZOBOHATÝ

HISTORICKÁ GEOLOGIE

Obsah

Předmluva (Jiří Kalvoda, Ondřej Bábek, Rostislav Brzobohatý) _____	str
1 Všeobecná část (Rostislav Brzobohatý, Ondřej Bábek) _____	str
1.1. Stratigrafie (Rostislav Brzobohatý) _____	str
1.1.1. Úvod _____	str
1.1.2. Principy stratigrafie _____	str
1.1.3. Stratigrafické metody _____	str
1.1.4. Standardní stratigrafická stupnice, chronostratigrafie _____	str
1.2. Evoluce (Rostislav Brzobohatý) _____	str
1.3. Teorie tektoniky litosférických desek (Ondřej Bábek) _____	str
1.4. Paleogeografie a pánevní analýza (Ondřej Bábek) _____	str
1.4.1. Paleoekologie a paleobiogeografie _____	str
1.4.2. Sedimentační prostředí a faciální analýza _____	str
1.4.2.1. Principy faciální analýzy _____	str
1.4.2.2. Modely sedimentačních prostředí _____	str
1.4.2.2.1. Terestrická sedimentační prostředí _____	str
1.4.2.2.2. Přejídná sedimentační prostředí _____	str
1.4.2.2.3. Mořská sedimentační prostředí _____	str
1.4.3. Základy pánevní analýzy _____	str
2. Systematická část (Jiří Kalvoda, Ondřej Bábek, Rostislav Brzobohatý) _____	str
2.1. Vznik kosmu (Jiří Kalvoda) _____	str
2.2. Vznik Země (Jiří Kalvoda) _____	str
2.3. Prekambrium (Jiří Kalvoda) _____	str
2.3.1. Archaikum _____	str
2.3.1.1. Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů _____	str
2.3.1.2. Vznik a vývoj života _____	str
2.3.1.3. Shrnutí _____	str
2.3.2. Proterozoikum _____	str
2.3.2.1. Vývoj zemské kůry _____	str
2.3.2.2. Život v proterozoiku _____	str
2.3.2.3. Shrnutí _____	str
2.3.3. Regionální přehled prekambria _____	str
2.3.3.1. Severní Amerika _____	str
2.3.3.2. Východoevropský kraton _____	str
2.3.3.3. Prekambrium Českého masivu _____	str
2.4. Paleozoikum (Jiří Kalvoda, Ondřej Bábek) _____	str
2.4.1. Spodní paleozoikum _____	str
2.4.1.1. Základní členění a celková charakteristika _____	str
2.4.1.2. Paleogeografie a tektonické procesy _____	str

2.4.1.3.	Život ve spodním paleozoiku	str
2.4.1.3.1.	Flóra	str
2.4.1.3.2.	Fauna	str
2.4.1.3.3.	Vymírání	str
2.4.1.4.	Regionální přehled	str
2.4.1.4.1.	Kaledonská mobilní zóna a přilehlé kratony	str
2.4.1.4.1.1.	Baltika	str
2.4.1.4.1.2.	Laurentie	str
2.4.1.4.2.	Laurentie a přilehlé mobilní zóny	str
2.4.1.4.3.	Oblast Paleotethydy	str
2.4.1.4.3.1.	Český masiv	str
2.4.1.4.3.1.1.	Středočeská oblast	str
2.4.1.4.3.1.2.	Krušnohorská a lugická oblast	str
2.4.1.4.3.1.3.	Moravskoslezská oblast	str
2.4.1.4.3.2.	Západní Karpaty a Východní Alpy	str
2.4.1.5.	Shrnutí	str
2.4.2.	Svrchní paleozoikum	str
2.4.2.1.	Základní členění a celková charakteristika	str
2.4.2.2.	Paleogeografie a tektonické procesy	str
2.4.2.3.	Život ve svrchním paleozoiku	str
2.4.2.3.1.	Flóra	str
2.4.2.3.2.	Fauna	str
2.4.2.3.3.	Největší vymírání	str
2.4.2.4.	Regionální přehled	str
2.4.2.4.1.	Východoevropská platforma a uralská mobilní zóna	str
2.4.2.4.2.	Severní Amerika	str
2.4.2.4.3.	Variská mobilní zóna v Evropě	str
2.4.2.4.3.1.	Zonální členění	str
2.4.2.4.3.2.	Český masiv	str
2.4.2.4.3.2.1.	Moravskoslezská oblast	str
2.4.2.4.4.	Permokarbonské pánve	str
2.4.2.4.5.	Karbon a perm v Západních Karpatech	str
2.4.2.5.	Shrnutí	str
2.5.	Mesozoikum (Jiří Kalvoda)	str
2.5.1.	Základní členění a celková charakteristika	str
2.5.2.	Paleogeografie a tektonické procesy	str
2.5.3.	Život v mesozoiku	str
2.5.3.1.	Flóra	str
2.5.3.2.	Fauna	str
2.5.3.3.	Vymírání na hranici mesozoika a kenozoika	str
2.5.4.	Regionální přehled	str
2.5.4.1.	Platformní vývoj	str
2.5.4.1.1.	Platformní vývoj mesozoika v západní Evropě	str
2.5.4.1.2.	Platformní vývoj mesozoika na Českém masivu	str
2.5.4.2.	Alpínská mobilní zóna	str
2.5.4.2.1.	Alpínské vrásnění	str
2.5.4.2.2.	Alpy	str
2.5.4.2.3.	Západní Karpaty	str

2.5.4.2.3.1. Zonální členění Západních Karpat	_____	str
2.5.4.2.3.2. Internidy	_____	str
2.5.4.2.3.3. Externidy (Vnější Západní Karpaty)	_____	str
2.5.4.2.3.3.1. Bradlové pásmo	_____	str
2.5.4.2.3.3.2. Flyšové pásmo	_____	str
2.5.4.2.3.3.2.1. Magurská skupina příkrovů	_____	str
2.5.4.2.3.3.2.2. Vnější krosněnská skupina příkrovů	_____	str
2.5.5. Shrnutí	_____	str
2.6. Kenozoikum (Rostislav Brzobohatý)	_____	str
2.6.1. Terciér	_____	str
2.6.1.1. Základní členění a celková charakteristika	_____	str
2.6.1.2. Paleogeografie a tektonické procesy	_____	str
2.6.1.3. Život v terciéru	_____	str
2.6.1.4. Regionální přehled	_____	str
2.6.1.4.1. Terciér mobilní středozevní oblasti	_____	str
2.6.1.4.1.1. Vnější Západní Karpaty na Moravě a ve Slezsku	_____	str
2.6.1.4.1.1.1. Magurská skupina příkrovů	_____	str
2.6.1.4.1.1.2. Vnější krosněnská skupina příkrovů	_____	str
2.6.1.4.1.1.3. Autochtonní paleogén	_____	str
2.6.1.4.1.1.4. Neogenní pánve	_____	str
2.6.1.4.2. Terciérní pokryv platformní části Evropy	_____	str
2.6.1.4.3. Akvitánská pánev	_____	str
2.6.1.5. Shrnutí	_____	str
2.6.2. Kvartér	_____	str
2.6.2.1. Základní členění a celková charakteristika	_____	str
2.6.2.2. Paleogeografie a tektonické procesy	_____	str
2.6.2.3. Život v kvartéru	_____	str
2.6.2.4. Regionální přehled	_____	str
2.6.2.5. Shrnutí	_____	str
DOPORUČENÁ LITERATURA	_____	str

PŘEDMLUVA

Geologická minulost Země nabízí nepřehledný zápis planetárních informací během plných 4 miliard let. Neživá i živá složka se v něm vzájemně ovlivňují v obdivuhodném prolínání svých kroků. Jejich společným výtvořem je jedinečný obraz litosféry, hydrosféry, atmosféry, biosféry a noosféry jak je známe dnes. Podat výklad vývoje tohoto obrazu a přispět k jeho pochopení v souvislém časovém sledu od vzniku planety a pevné zemské kůry na ní až téměř po dnešek je cílem historické geologie. Na počátku se tento výklad stýká s astrofyzikou, v závěru pak s prehistorií a historií. V jistém smyslu tak **historická geologie zahrnuje poznatky a výsledky všech disciplin geologických věd a podává syntézu našeho geologického poznání Země**. Není snadné vyložit písemně a graficky na malém prostoru dnešní obsah historické geologie tak, aby respektoval nejen odpovídající faktografické zázemí, ale i teoretickou a metodickou problematiku a z ní vyplývající interpretační šíři.

Tento učební text má sloužit především studentům učitelských aprobací s geologií na přírodovědeckých fakultách Masarykovy univerzity v Brně a Palackého univerzity v Olomouci. Aprobace zahrnují většinou biologii, chemii a geografii. V následujících pasážích jsou proto zdůrazněny aspekty historické geologie, které se dotýkají těchto disciplin nebo jsou v jejich rámci i přednášeny (evoluce, obraz bioty, sedimentologie, paleogeografie etc.). Regionálně je kladen důraz na historii geologické stavby Českého masivu a Západních Karpat (především na Moravě a ve Slezsku) v kontextu celosvětového vývoje. V případě potřeby (např. u metodicky nejlépe propracovaných terénů) jsou uvedeny i podrobnosti z jiných oblastí. Učební text předpokládá základní znalosti vysokoškolské všeobecné geologie a paleontologie. Na závěr systematické části je uvedena literatura, z níž jsme čerpali především a k níž v podrobnostech čtenáře odkazujeme.

Děkujeme prof. Janu Zapletalovi a dr. Jindřichu Hladilovi za přečtení skript a užitečné názory k nim. Paní Věře Obrové děkujeme za překreslení řady pérovek a slečně Haně Müllerové za některé počítačové obrázky.

Kalvoda - Bábek - Brzobohatý

Olomouc, říjen 1997

1. VŠEOBECNÁ ČÁST

K tomu, abychom mohli skloubit poznatky nejrůznějších směrů výzkumu geologických věd do souhrnného obrazu historie Země, poskytuje metodické prostředky především stratigrafie.

1. 1. STRATIGRAFIE

1. 1. 1. ÚVOD

Stratigrafii („stratigraphie“ - A. d'Orbigny 1852) někdy též stratigrafickou geologii („stratigraphical geology“ - W. Smith 1817) chápeme jako geologickou vědu studující prostorovočasové vztahy geologických těles. Zatímco prostorovou rozlehlost těchto těles v euklidovském smyslu můžeme zjistit poměrně snadno metodami měření trojrozměrného prostoru, je měření časového rozměru a jeho srovnávání u různých těles a procesů (korelace) problémem podstatně složitějším.

Čas ve stratigrafii (a tedy i v celé geologii) má status operačního fenoménu daného nezvratností geologických a biologických procesů probíhajících na naší planetě. Jeho průběh je charakterizován jednosměrnou šipkou běžící od počátku historie Země k současnosti a zachycen konkrétní posloupností všech jevů, forem, znaků a jejich změn v horninách. V tomto smyslu je také časem přírodním. Není tedy pouhou abstraktní mírou, ale je spojen s materiálními procesy a jejich proměnlivostí. Jeho ráz vyplývá z vlastností všech přírodních otevřených systémů, jimiž proudí energie a hmota, a které se vyvíjejí tvorbou nových struktur, aniž by sledovaly beze zbytku stejnou nebo jednou již prošlou cestu (viz též kap. Evoluce). Geologické a biologické procesy na naší planetě vytvářejí během jejího vývoje neustále odchylné struktury různého velikostního řádu, jejichž posloupnost nám tedy udává směr času ve stratigrafii. Tak jako staré fotografie nesou znaky (např. dobové obleky lidí, stav krajiny) určující nebo přibližující dobu jejich vzniku, tak i znaky hornin obsahují informaci o době zápisu do geologického záznamu a o procesech, které je formovaly. K nejzřetelnějším znakům patří např. petrografické složení a paleontologický obsah horniny, stupeň petrifikace, metamorfózy či tektonického postižení. Všechny znaky a záznamy jsou podobně jako samotné přírodní procesy kombinacemi řádu a nahodilostí. Jejich informace není pro naše poznání nikdy absolutně dostupná, podobně jako zmíněné fotografie nezprostředkují úplnou původní realitu. Zdá se, že míra její dostupnosti se dokonce směrem do minulosti zmenšuje.

*** zde vložit obr. 1

Proměnlivost můžeme sledovat ve znacích hornin jak ve vertikálním (např. vrstvy odlišného složení v geologických profilech), tak v horizontálním smyslu (např. podsouvání litosférických desek má za následek v tomtéž čase v jedné oblasti vulkanickou činnost, jinde pokles pánví a rychlé hromadění sedimentů, jinde pak výzdvih a denudaci hornin). Znaky téhož procesu se mohou zapsat v horninách velmi rozmanitě, s různou intenzitou a různým výsledkem. Vedle určení stáří hornin je zjištění takto v čase procesuálně spojených znaků považováno za nejdůležitější příspěvek stratigrafie ke geologickému poznání (tzv. interpretativní stratigrafie) a podtrhuje integrující moment stratigrafie v geologických vědách.

Jako v každé vědě se i ve stratigrafii odráží vztah kroků a postupů konvenčních a vědeckých principů. Konvenční přístupy se týkají terminologie, definic a normativních kroků spojených s formalizací stratigrafických poznatků, vědecké principy se projevují při

hodnocení povahy jevů, které stratigrafie studuje. Např. stanovení stratigrafické hranice v sobě obnáší oba tyto aspekty (viz dále). Je na škodu věci, jestliže normativní záležitosti zastírají problematiku vědeckých principů.

1.1.2. PRINCIPY STRATIGRAFIE

Základní princip stratigrafie je současně obecně geologickým principem vycházejícím z termodynamiky. Hovoří o objektivní realitě a neopakovatelnosti geologických a stratigrafických jednotek a filozoficky je zakotven v naturalizmu (tj. nehledá vnější příčiny přírodních procesů, prozřetelnost, prvotní ideu). **Každá geologická jednotka je podle něj historicky unikátní, reálně v přírodě existující objekt.** Tato neopakovatelnost, vyplývající z neustálé novosti struktur v čase, je základní myšlenkovou konstrukcí historické geologie a stratigrafie. V souvislosti s ní však musíme pojednat základní princip všech historických věd, tj. **princip uniformity** (uniformitarianismu). Byl formulován na půdě geologie nejprve J. Huttonem (1727 - 1797) a později propracován Ch. Lyellem (1797 - 1875) jako princip umožňující přítomnost chápat jako klíč k poznání minulosti. Pojímal nejen fyzikální zákony jako uniformní a invariantní v čase, nýbrž vztahoval události v geologické minulosti ke stejným rychlostem a stejným procesům, jaké probíhají v přítomnosti. Formuloval chápání a fungování našeho světa jako dynamicky stálého stavu, postupně nebo cyklicky se obměňujícího při stabilních rychlostech a intenzitě změn. Toto přímočaré vztahování k současnosti je v geologické literatuře známo jako **koncept aktualismu**. Vedl k domněnce, že dnes probíhající geologické procesy existovaly i v minulosti Země a že lze vyložit termíny, vztahy a příčinami známými ze současnosti. Tato uniformita a představa stálosti geologických procesů a jejich rychlosti či intenzity v čase je dnes zjevně opuštěna. Např. v proterozoiku, jak uvidíme v další části skript, měly geologické procesy v podmínkách odchylného chemického složení a mocnosti zemské kůry, odchylného složení atmosféry a hydrosféry, jinou kvalitu než v současnosti. Princip uniformity však má své jádro v metodologické oblasti. Umožňuje chápat tento svět jako pozorovanou úroveň evoluujícího systému a interpretovat z této pozice jeho minulé stavy při respektování invariantních přírodních zákonů a ekonomie přírodních procesů na straně jedné a současné proměnlivosti intenzity, rychlosti a kvality výsledků těchto procesů na straně druhé.

Další důležité principy stratigrafie:

- **Princip superpozice: „Časové vztahy dříve/později se určují cestou stanovení prvotních prostorových vztahů“.** Vychází z fyzikálního zákona gravitace. Volně vyloženo znamená, že v normální vrstevním sledu je vrstva níže ležící starší než vrstva výše ležící. Bývá různě formulován a uváděn též jako „zákon“ superpozice. Jeho původní formulaci podal N. Stensen (lat. Nicolaus Steno, 1638 - 1686) považovaný za zakladatele stratigrafie. V normálních vrstevních sledech je jeho aplikace zjevná, v porušených, tektonicky obrácených vrstevních sledech a ve speciálních případech (např. u říčních teras) je zastřena. Zaměření tohoto principu na biologickou složku rozvádí princip biotické sukcese (zvaný též Smithův princip, W. Smith, 1769 - 1839) populárně označovaný jako „zákon stejných zkamenělin“. Zdůrazňuje roli organismů, jejichž složení při prostudované vývojové posloupnosti (níže ležící vrstvy obsahují starší stadia) umožňuje srovnání i různých hornin obsahujících stejné fosílie, popř. i rozdělení homogenních hornin na nižší jednotky podle posloupnosti organických zbytků. Tento princip poukazuje na vyjimečné postavení fosilních organismů při identifikaci a korelaci hornin. Fosilní obsah a z něho vyplývající biostratigrafická metoda (viz dále) jsou někdy označovány jako esence stratigrafie.

- Princip homotaxie: **“Shodné postavení všech sledovaných znaků v různých profilech ukazuje na jejich shodnou uspořádanost, nikoliv na jejich jistou (ve smyslu přesnou) současnost”**. Významný anglický badatel H. T. Huxley (1825 - 1895) v něm více jak před 100 lety upozornil na možnost posouvání znaků v čase, vyplývající z konečné rychlosti šíření geologických signálů, a různou váhu znaků pro stratigrafické korelace. Tento princip je stále diskutován, má své obhájce i oponenty. Je odmítán především biostratigrafy. Vnáší určitou nejistotu do stratigrafických korelací vycházejících konec konců vždy z podobnosti nebo interpretované identity znaků. Vede korelační práce k používání co nejširší kombinace metod s cílem tuto nejistotu co nejvíce umenšit.
- Princip vzájemné zastupitelnosti znaků: **„Při prostorovém promíchání znaků, které zanechaly různé procesy, můžeme v profilech zaměňovat jedny znaky druhými, korelativně s prvními spojené“**. Postup podle tohoto Mejenem formulovaného principu umožňuje korelovat i profily, které nejsou shodně uspořádané, známe-li vzájemné vztahy některých nebo všech znaků a jejich vazbu na tentýž proces.

Tyto principy doplňujeme ve stratigrafii ještě dalšími empiricky podloženými pravidly či postuláty:

- Už výše bylo řečeno, že šíření libovolného geologického signálu (např. postup moře na pevninu) probíhá v konečném čase, někdy velmi pomalu, jindy velmi rychle. Transgrese tak může ukládat klastické sedimenty téhož sestavení velmi pomalu, zatímco pyroklastika po výbuchu sopky se ukládají geologicky velmi rychle. V prvním případě se spodní hranice sedimentárního tělesa v čase výrazně posouvá a je zřetelně heterochronní, ve druhém případě může být prakticky (ale nikdy ne absolutně) izochronní. Stanovení geologické stejnočasosti jevů má tedy aproximativní ráz. Postulát připisovaný Golovkinskému a vztahující se k těmto skutečnostem praví, že **„Prvotní hranice geologických těles se posouvají (klouzají) ve vztahu k izochronnímu fyzikálnímu času“**.
- Prolinání nejrůznějších procesů a vlivů má za následek, že stratigrafické hranice zjištěné pomocí různých znaků mohou mít různý průběh. Např. hranice založená na změně sedimentace (jíl/písek) může mít odchýlný průběh oproti hranici založené na posledním výskytu určitého paleontologického druhu. První hranice je litologická a může být způsobena např. změlčením sedimentačního prostředí, druhá může být způsobena ochlazením klimatu, s nímž změlčení nemusí mít žádnou souvislost. Wheelerův postulát variance stratigrafických hranic to vyjadřuje tak, že **„Žádné stratigrafické hranice nemusejí být ideálně paralelní a nemusejí splývat“**. Je tedy zřejmé, že hranice stratigrafických jednotek zjištěné různými metodami na základě různých znaků mohou být odchýlné.

Ze sedimentologického principu laterálního přechodu facií (viz kapitola „Sedimentologické prostředí a faciální analýza“) je zřejmé, že sedimenty ukládané v jedné pánvi a ve stejném čase mohou mít zcela rozdílný litologický ráz a petrografický charakter. Vztahy izochronity nemusejí tedy znamenat i vztahy shody ve složení hornin. Např. okrajová klastika ukládající se ve stejném čase jako pánevní pelity. Tyto skutečnosti postihuje Greesly-Renevierovo pravidlo: **„Izochronní sedimenty doznávají (prodělávají) v horizontálním směru faciální změny podmiňující rozdíly v jejich litologickém složení a paleontologické charakteristice“**.

Studium rozmanitých znaků v horninách a používání uvedených principů a pravidel umožňuje stanovení stratigrafické posloupnosti v konkrétních profilech, srovnání těchto profilů a definici stratigrafických jednotek (stratonů).

1.1.3. STRATIGRAFICKÉ METODY

Svých výsledků dosahuje stratigrafie pomocí četných metod vycházejících z obecných vědeckých metod (především historická, dále např. analogie, extrapolace, modelování, statistika, myšlenkový experiment) a rozrůzněných podle toho, které znaky hornin studují. Tyto metody se stále množí a upřesňují. Většina metod zdůrazňuje povahu znaků a hledá jejich diskontinuity jako nástroje stratigrafie (např. změna polarity, vymizení druhu, ostrá vertikální změna ve složení hornin). Patří k nim především metoda litostratigrafická, biostratigrafická, magnetostratigrafická a chemostratigrafická. Tyto metody bývají integrovány i do různých výzkumných směrů hledajících diskontinuity znaků ve vztahu k příčinám, které je způsobily. K těmto směrům patří ekostratigrafie, eventostratigrafie a klimatostratigrafie. Souhrnně bývají označovány jako kauzální stratigrafie. Ta je účinná tam, kde hodnotí agregativní (vzájemně závislé, souvztažné) jevy a znaky. Zjistit tuto agregaci a odlišit ji od nekauzálně spjatých jevů není snadný úkol a v hodnocení se mohou výrazně projevit subjektivní prvky badatele. Metody kauzální stratigrafie jsou ve stratigrafických a geologických syntézách doplňovány metodami číselného datování.

Ekostratigrafie studuje fosilní ekosystémy a jejich proměnlivost v čase. Vzájemné vztahy mezi živou a neživou složkou ekosystémů využívá též jako stratigrafický nástroj pro korelaci hornin různých facií. Má tedy velmi široký metodický rámec a vedle stanovení příslušných stratigrafických hranic umožňuje i vysvětlení jevů, s nimiž vznik stratigrafických hranic souvisí.

Eventostratigrafie se soustřeďuje na studium geologicky rychlých a náhlých událostí (latinsky eventus - událost), které zanechaly v geologickém záznamu ostré a pokud možno velmi rozsáhlé změny (hranice) zaznamenané v různých prostředích. Ideální událostí tohoto typu jsou velké katastrofy vyvolávající např. náhlé změny sedimentace, současná a rychlá vymírání více skupin organismů apod. Událostí regionálního dosahu může být výbuch sopky následovaný změnou chemismu okolních vod a uložením vúdčího horizontu pyroklastik, událostí globálního dosahu pak dopad velkého mimozemského tělesa doprovázený např. zaprášením atmosféry, skleníkovým efektem, kyselými dešti, tsunami a následnou změnou rostlinných i živočišných společenstev.

Klimatostratigrafie souvisí s ekostratografií i eventostratografií především tím, že studuje klimatické aspekty obou přístupů. Využívá proměnlivosti klimatu v historii Země a jeho odrazu v živé i neživé složce planety jako nástroje pro stratigrafické korelace.

U většiny metod můžeme zdůraznit buď **kvalitativní** nebo **kvantitativní přístup**. Kvalitativní přístup vychází z povahy znaků, které hodnotí (váží) a vybírá z hlediska jejich stratigrafického využití. Hledá např. vúdčí druhy fosílií datující pouze určitou stratigrafickou úroveň. Kvantitativní přístup využívá zpracování standardizovaných dat (litologických, paleontologických aj.) pomocí matematických postupů. Většinou jde o statistické metody obsahující pravděpodobnostní prvek, které používají velká množství dat a vylučují nebo silně omezují subjektivní hledisko při výběru dat. Nejčastěji se používá multivariačních metod, které srovnávají data podle podobnosti, a sekvenčních metod, které numericky či graficky hledají nejpravděpodobnější sled znaků. Zvláště metoda grafických korelací se velmi prudce rozvíjí. Kvantitativní přístup není ve stratigrafii používán tak často jako kvalitativní, zvláště pak u souborů s nevysokým počtem dat. V dalším textu jsou zmíněny nejdůležitější stratigrafické metody.

Litostratigrafická metoda. Využívá všech litologických znaků horniny (např. petrografické složení, deformace a destrukce hornin aj.). Je většinou prvotní stratigrafickou metodou při studiu terénu (mapování). Jejím výsledkem je stanovení **litostratigrafických jednotek**, které mají jistý stupeň homogenity litologických znaků, jsou rozeznatelné v terénu

a tudíž mapovatelné. Vertikální i laterální hranice těchto jednotek jsou dány pozicí litologické změny. Jsou to vesměs sedimentární, efuzivní a slabě metamorfovaná horninová tělesa respektující zákon superpozice. Tělesa vyvřelých, intruzivních a silně metamorfovaných hornin nemusejí odpovídat zákonu superpozice a jejich stratigrafické vztahy se zjišťují obecně geologickými metodami (např. intersekcce - horniny starší jsou pronikány mladšími; kontaktní metamorfózy - kontaktně metamorfované horniny jsou starší než intruze, která je způsobila etc.) a metodami číselného datování.

Evropské pojetí stratigrafie zahrnuje při stanovení litostratigrafických jednotek i využití paleontologických znaků, které mohou být evidentní zvláště v případech, kdy v horninách převládají horninotvorné fosílie (korálové vápence, vrstvy s rostlinnými zbytky aj.). Litostratigrafické jednotky slouží k sestavení litostratigrafických kolonek a škál (viz. Obr. 61). Jména jednotek jsou složena z místních geografických názvů a obecného označení kategorie jednotky nebo její litologie.

Formální (tj. nomenklatoricky pevné a hierarchicky uspořádané podle Zásad české stratigrafické klasifikace 1997) litostratigrafické jednotky ve zvrstvených sledech jsou

souvrství - základní pojmenovaná jednotka zahrnující soubor hornin s typickými litologicko-faciálními znaky a zaujímající určitou stratigrafickou pozici (např. macošské souvrství),

člen (vrstvy) - nižší pojmenovaná jednotka než souvrství, jejíž litologicko-faciální znaky ji odlišují od ostatních částí souvrství (např. josefovské vápence),

vrstva - nejnižší jednotka sedimentárních hornin deskovitého tvaru vymezená vrstevními plochami. U hornin výlevných tvoří její analogon lávový proud nebo výlev.

Souvrství jsou někdy spojována do jednotek vysokého ranku označovaných jako **skupiny**. Ty představují vnitřně složitě soubory více souvrství nebo též soubory obtížně vnitřně členitelné omezené většinou výraznými hranicemi (např. vrbenská skupina). Jednotky nižší než souvrství hrají roli především při sestavování místních litostratigrafických škál (např. dílčí části pánví).

Stav prozkoumanosti, odkrytí terénu či jeho vývoj neumožňuje vždy plné využití této hierarchie. Často se setkáme i s litostratigrafickými škálami, které neobsahují všechny kategorie jednotek. V geologické praxi bývají někdy používány i jednotky bez stanoveného řádu umožňující v dané etapě výzkumu označit určitý soubor hornin ještě před jeho přesnou formalizací (např. horizont, obzor, komplex), popř. i zcela neformální jednotky, pro něž neplatí pravidla pojmenování a hierarchického vztahu (např. čocka, písek H1).

Litostratigrafickou metodou jsou stanovovány i jednotky pedostratigrafické, které jsou definovány jako horniny obsahující nebo zastupující jeden nebo více pedologických horizontů (např. pohřbené půdy). Liší se tedy od ostatních litostratigrafických jednotek tím, že mají již interpretativní charakter. Stratigrafie půd není dosud mezinárodně schválena.

S litostratigrafickým přístupem jsou spojeny i v poslední době rozvíjené kroky hydrostratigrafické. Jejich výsledkem je stanovení hydrogeologických jednotek jako vrstvy či vrstev, které fungují jako vodonosné či vodotěsné ve vztahu k okolním horninám.

S litostratigrafickou metodou souvisí i stanovení **jednotek vymezených diskordancemi**. Tyto jednotky představují tělesa hornin omezená významnými diskordancemi, tj. erozními povrchy signalizujícími přerušení ve stratigrafickém sledu (významné stratigrafické hiáty). Nejvhodnější pro vymezení těchto jednotek jsou diskordance úhlové s regionálním nebo interregionálním průběhem. Jednotky opět formálně podléhají Zásadám české stratigrafické komise. Základní jednotkou je syntém, lze vymezit jednotky nižší (subsytém) i vyšší (supersytém). Jejich jména jsou opět odvozena od geografických názvů. Jednotky vymezené diskordancemi mají význam pro oblasti tektonicky výrazně postižené (např. orogény, popř. i platformy), jsou dobře mapovatelné a mohou zahrnovat horniny sedimentární, vyvřelé i metamorfované.

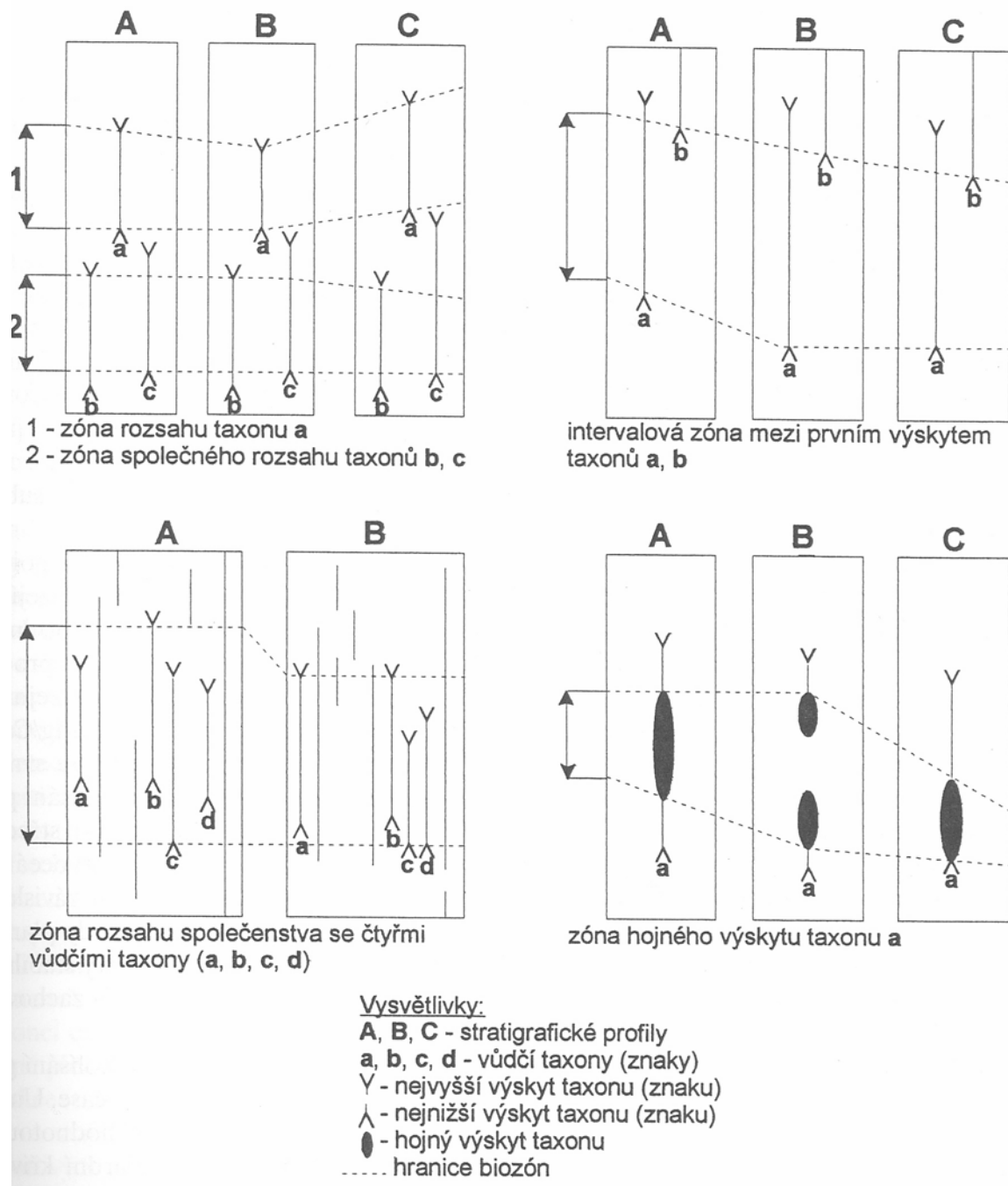
Biostratigrafická metoda. Tato metoda využívá paleontologického obsahu hornin a všech znaků spojených s vývojem života na Zemi. Nezvratnost a neopakovatelnost biologické evoluce poskytuje vynikající nástroj pro stratifikaci profilů i pro širší korelace. Každá vývojová etapa, znak, dosažený stupeň morfologické rozrůzněnosti organismů, představuje vymezené období v historii Země, které je historicky jedinečné a které danou horninu z hlediska časové posloupnosti odliší a datuje. Přitom často zaváděná představa, že mladší je „pokročilejší“ a starší je „primitivnější“, je záležitostí již filosofické interpretace a do stratigrafie nepatří. Aby tento znak (např. existence druhu) byl pro stratigrafii co nejlépe využitelný, měl by splňovat následující požadavky: co nejkratší dobu trvání na planetě (umožní jemné členění posloupnosti hornin), co největší geografické rozšíření (umožňuje korelace), hojnost výskytu a schopnost uchování v hornině (snadné získání ke studiu), minimální závislost na typu sedimentu (umožňuje srovnání různých facií), snadnou určitelnost (možnost pojmenování, formalizace informace). Historie stratigrafie a paleontologie dokládá usilovné hledání těchto znaků s vysokou biostratigrafickou hodnotou. Téměř ideálně splňují uvedené požadavky některé skupiny oceánského planktonu s pevnými schránkami či kostřičkami (dírkovci, kokolítka aj.).

Biostratigrafické jednotky představují soubory hornin, které obsahují určitý paleontologický znak odlišující je od jiného souboru hornin. Obecně je nazýváme **biozóny**. Podle charakteru znaku se nejčastěji vyčleňují **zóny rozsahu** (podle úplného známého stratigrafického a geografického rozsahu taxonu, více taxonů, či jiného znaku), **intervalové zóny** (podle intervalu mezi dvěma stanovenými údaji, např. podle intervalu mezi prvním výskytem dvou určitých taxonů), **evoluční zóny** (část vrstevního sledu charakterizovaná úsekem fylogenetické linie), **zóny společenstva** (charakterizované společenstvem fosilií odlišným nejméně třemi taxony od společenstev okolních jednotek), **zóny hojného výskytu** (definované vyšší hojností taxonu nebo taxonů oproti ostatním částem vrstevního sledu).

Nižšími kategoriemi biostratigrafických jednotek jsou subzóny a biohorizonty, úseky vrstevních sledů bez fosilií bývají označovány jako sterilní zóny. Jména biozón nesou názvy určujícího taxonu (taxonů). Např. všechny horniny, v nichž se vyskytuje druh kokolitek *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre patří do zóny rozsahu *Sphenolithus heteromorphus*, která takřka celoplanetárně charakterizuje nižší střední miocén.

Plastičnost a dynamika života na naší planetě umožnila již definovat nepřeborné množství těchto biozón založených na proměnách nejrůznějších skupin fauny a flóry, které mají různý vertikální rozsah a slouží geologii jako velmi přesný a efektivní nástroj pro datování a korelaci hornin. Tentýž soubor hornin tedy může být rozčleněn podle fosilií různých taxonomických skupin či jiných paleontologických znaků na různé biozóny, jejichž hranice nemusejí koincidovat.

Magnetostratigrafická metoda. Tato metoda vychází z magnetických vlastností hornin, **přirozené remanentní magnetické polarizace** (orientace magnetických minerálů podle indukčních čar magnetického pole Země získané při krystalizaci z magmatu nebo při sedimentaci v klidném prostředí a uchované v hornině) a **magnetické susceptibility** (koeficientu vyjadřujícího schopnost magnetické polarizace horniny v závislosti na intenzitě vnějšího magnetického pole). Polarita magnetického pole Země se v geologické minulosti častokrát měnila a její záznam v horninách představuje trvalou škálu změn (reverzí). Příčina magnetických změn není dosud objasněna. Polarita shodná s dnešní se považuje za normální, opačná za inverzní. Proces přepólování je výrazně kratší (cca 5 - 40 tisíc let, geologicky vzato ostrý) než normální a inverzní období. Světová souhrnná křivka těchto změn získaná měřením průběžných profilů hlubokomořských vrtů a vztažená k údajům radiometrického stáří, je používána jako standard pro srovnání magnetických měření kdekoli jinde na světě.



Obr. 1. Grafické znázornění příkladů biozón (upraveno podle Chlupáč & Štorch 1997).

Magnetometrie používáme s úspěchem především v mladších obdobích historie Země (mesozoikum a kenozoikum). Pracuje s **jednotkami magnetostratigrafické polarizace**, které mají teoreticky i potenciálně celosvětový rozsah. Jsou definovány jako soubory hornin s určitou magnetickou polaritou (normální, inverzní nebo smíšenou). Základní jednotkou magnetostratigrafických škal je zóna. **Zóny magnetické polarity** byly v úsvitu této metody označovány jmény významných badatelů (např. Gauss), dnes jsou označovány geografickými názvy, popř. bývají ve stratigrafických škalách číslovány a jejich dílčí úseky označovány písmeny abecedy. Zóny mohou být sdružovány do vyšších superzón, nebo naopak členěny do dílčích subzón (Obr. 5).

Chemostratigrafická metoda. Také geochemický obraz planety je neustále v pohybu a vykazují změny, které jsou v čase nevratné do naprosto shodného stavu s předcházejícím. Odkryjeme-li sukcesí těchto změn, získáme další nástroj pro stratifikaci a korelaci hornin.

Geochemie pelagických karbonátů ukázala, že vliv pozdějších diagenetických procesů nezastírá výrazně geochemické poměry panující během sedimentace. Platí to zejména u mesozoických a kenozoických sedimentů. Proměnlivost poměrů především Sr/Ca, Mg/Ca lze sledovat v oceánech s dobrými výsledky nejméně 140 miliónů let do minulosti (báze svrchní křídly). K faktorům, které ovlivňují změny těchto údajů v čase patří především kolísání podmořské vulkanické a hydrotermální aktivity (viz produkce chemických prvků v oblasti středoocéánských hřbetů) a kolísání oceánské hladiny, které ovlivňuje výměnu prvků mezi oceánem a litosférou prostřednictvím vztahu mezi erozí a sedimentací. Tyto faktory jsou závislé na rychlosti rozšiřování oceánské dna a jistým způsobem odrážejí i vnitřní pochody planety. Mohou mít tedy globální ráz. Podobně kolísají během geologické historie i poměry stabilních izotopů mnoha prvků (např. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) a mnohdy zůstávají zachovány v horninách.

Výsledkem nově rozvíjené chemostratigrafické metody je standardní křivka kolísání geochemických poměrů (např. křivka změn stabilních izotopů) ve světovém oceánu v čase. Umožňuje stanovení **chemostratigrafických zón**, jako úseků mezi nejnižší a nejvyšší hodnotou na křivce v daném období. Srovnáním průběhu křivek z jiných profilů se standardní křivkou můžeme získat odpovídající časový vztah.

Metody číselného datování. Využívají nejrůznějších postupů (především stanovení rychlosti fyzikálních, chemických a biologických procesů zaznamenaných v horninách) ke zjištění stáří hornin vyjádřeného číselně v rocích. Známe-li rychlost sledovaného procesu, pak z průběhu jeho záznamu (např. počet uložených sezónních mikroritmů v sedimentech, četnost štěpných stop v minerálech) vypočítáme délku trvání záznamu, popřípadě jeho stáří. Za rok je považována jednotka času mající hodnotu 3.15569×10^7 sekund (viz změny orbity Země během geologické historie). Dnešek je konvencionálně stanoven rokem 1950. Užívané zkratky pro číselné datování událostí před dneškem jsou „a“ (annum = rok), „Ka“ (kiloannum = 10^3 roků), „Ma“ (megaannum = 10^6 roků), „Ga“ (gigaannum = 10^9 roků). Tak např. uvádíme, že hranice křída/paleogén, k níž vztahujeme i velkou krizi celosvětové bioty, je datována 65 Ma. Znamená to před 65 miliony let. Tyto zkratky se však nevztahují na trvání geologických dějů (délka sedimentace nebo průběhu orogenetických fází apod.), které vyjadřujeme neformálně. Např. uvádíme, že nejspodnější stupeň paleogénu daná má spodní hranici 65 Ma a horní hranici 61 Ma a trval tedy 4 miliony let (nikoliv 4 Ma).

Nejnámější metodou s největším rozsahem dat je **radiometrická metoda**. Využívá jako časoměry samovolného rozpadu radioaktivních prvků v minerálech. Atomová jádra těchto prvků spontánně vystřelují částice alfa (nabitá heliová jádra) a beta (elektrony), uvolňují záření gama (elektromagnetické vlnění) a produkují dceřinné prvky. Tento proces je v čase konstantní, takže je možno pro výpočet použít známý „poločas rozpadu“, tj. dobu, za kterou se rozpadne polovina atomů daného prvku. Ze vzájemného poměru mateřského a dceřinného prvku lze pak vypočítat dobu, která uplynula od vzniku minerálu (nejčastěji se používá zirkon) obsahujícího mateřský radioaktivní prvek.

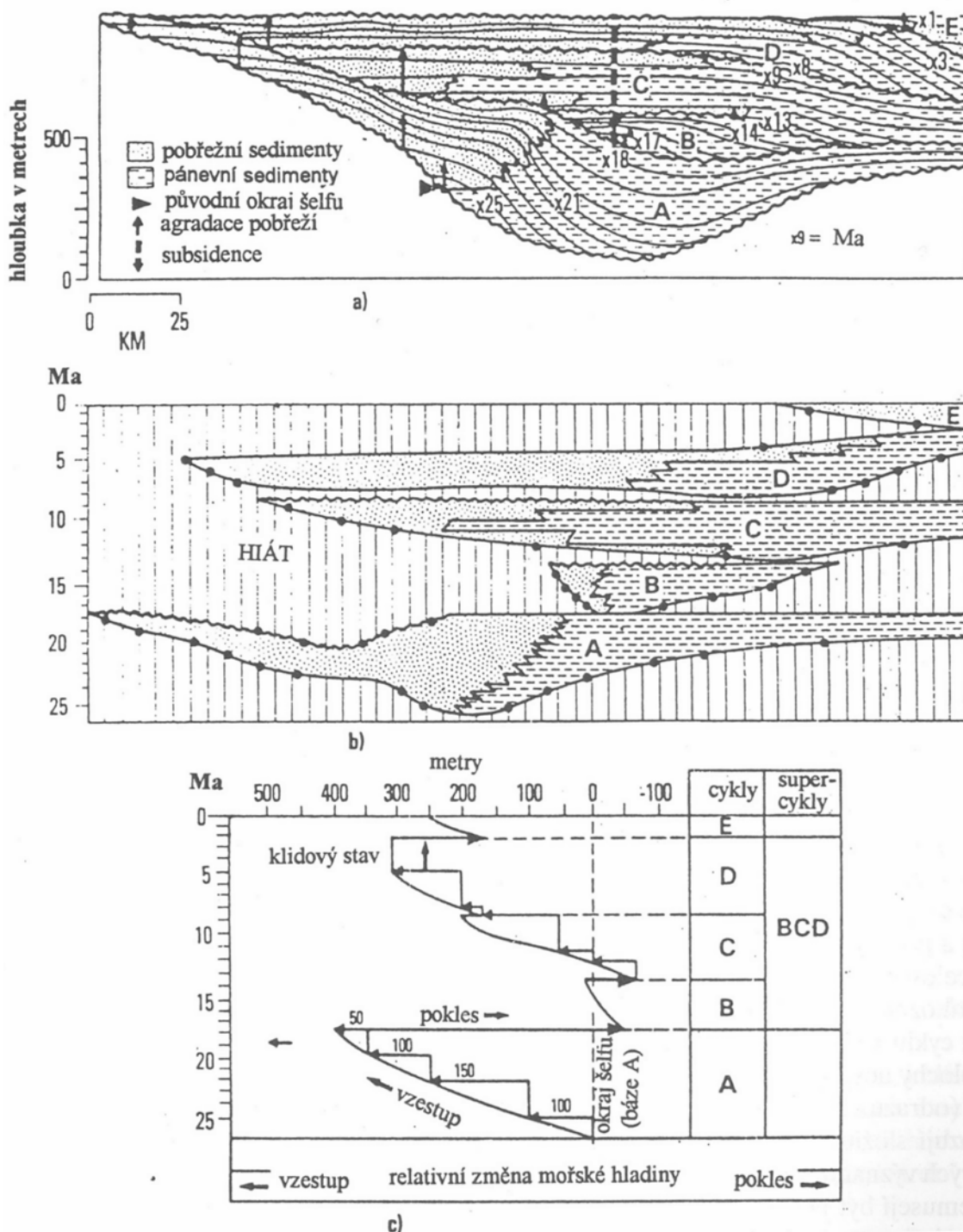
Izotopy s dlouhým poločasem rozpadu (např. Rb 87 - 47 mld. roků, U 238 - 4,5 mld. roků) používáme pro zjišťování radioaktivního stáří předkambrických a paleozoických hornin, izotopy s krátkým poločasem rozpadu (např. C 14 - 5 730 roků, H 3 - 12,3 roků) pro období velmi mladá (kvartér až recent).

Radioaktivního rozpadu prvků využívá metoda tzv. **štěpných stop**. Studuje destrukční dráhy (délky řádově tisícín milimetrů) ve vnitřní stavbě minerálů způsobené procházejícími fragmenty štěpení. Četnost těchto stop na dané ploše je úměrná stáří minerálu.

K dalším metodám číselného datování používaným především kvartérní geologií a archeologií patří např. dendrologie (počítání přírůstkových kruhů stromů), lichenometrie (velikost lišejníků kolonizujících pevný substrát), termoluminiscence, rezonance elektronových spinů (měří se koncentrace stabilních nepárových elektronů vyvolaná přirozenou radiací).

Metoda sekvenční stratigrafie. Vychází z myšlenky, že kolísání hladiny světového oceánu (eustatické pohyby) v geologické historii zanechává v sedimentech zemské kůry záznam, který může být využit i pro globální celosvětové korelace. Zvyšování a následný pokles hladiny se nejzřetelněji odráží na pobřeží postupem nebo ústupem moře do nebo z pevniny a je většinou provázen ukládáním transgresních a regresních sedimentů. Interval, v němž došlo k relativnímu vzestupu a poklesu mořské hladiny je označován jako **cyklus**. Takové cykly lze pozorovat na místní i celosvětové úrovni. Během jednoho cyklu dochází k uložení nejméně jednoho tělesa sedimentů označovaného jako **sekvence** (odtud sekvenční stratigrafie). Rychlý pokles hladiny na konci cyklu vytváří plochu nespojitosti jako horní hranici sekvence. Sedimentární tělesa i různé plochy nespojitosti lze v zemské kůře dobře sledovat geofyzikální metodou **seismické refrakce** (odrazu seismických vln na plochách diskontinuit v horninovém prostředí). **Seismické řezy** ukazují složitý obraz těchto ploch, v němž můžeme geologicky interpretovat průběh jednotlivých významných těles hornin a stratigraficky je vyložit, tj. zjistit jejich sled. Jednotlivá tělesa nemusejí být bezpodmínečně petrograficky homogenní, každé však představuje svým původem definovaný celek (např. sediment uložený při transgresi či regresi, pánevní sediment, deltové těleso apod.). Kombinací geofyzikálních výsledků a sedimentologickým studiem vrtných profilů získáme časoprostorovou představu o rozložení a posloupnosti jednotlivých těles v dané oblasti (např. pánvi).

Skupina badatelů ropné společnosti Exxon (Vail, Mitchum, Thompson) rozpracovávala tuto metodu již od šedesátých let a později předložila i **křivku kolísání hladiny světového oceánu** pro fanerozoikum s cykly různého řádu. Tato křivka kalibrovaná radiometrickými a magnetometrickými údaji slouží dnes po zpřesnění jako standardní pro světové korelace. Její mechanické přejímání a používání v různých oblastech má svá úskalí (např. lokální tektonické vlivy), vede k nepřesnostem a je často kritizováno.



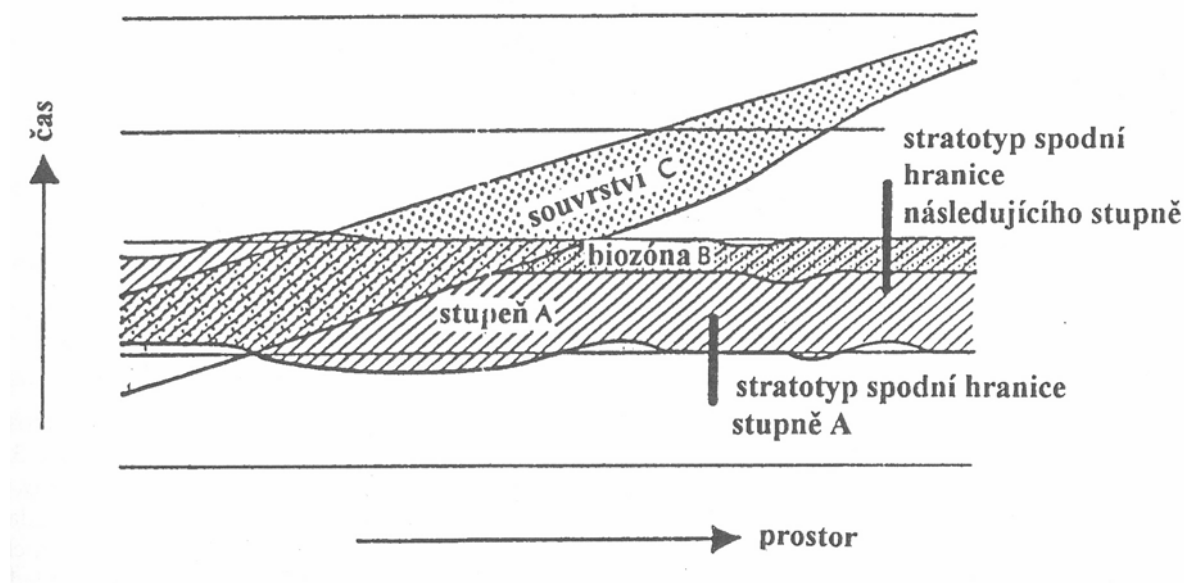
Obr. 2. Princip sekvenční stratigrafie (upraveno podle Vail et al. 1977), a) - depoziční sekvence A - E hypotetické pánve v rozmezí 0 - 25 Ma vyjádřené geologickým profilem, b) - cyklická sedimentace sekvencí A - E v čase (chronostratigrafie), c) - diagram cyklů znázorňující relativní změny mořské hladiny (vzestup a pokles) a jejich průběh v čase.

Stratigrafické metody v archeologii. Datování v archeologii je ovlivněno tím, že vedle čistě geologických těles je nutno datovat i tělesa vytvořená člověkem (např. antropogenní sedimenty, hradby, základy budov apod.), u nichž nelze vždy aplikovat zákon superpozice. Archeologické stratigrafické jednotky jsou pak časově velmi úzké a často limitované lokalitou

či místem výskytu. Ke korelacím však archeologie používá v hojně míře četné metody výše uvedené (radiometrie, dendrologie, magnetometrie aj., tam, kde je to možné i litostratigrafie a biostratigrafie).

1.1.4. STANDARDNÍ STRATIGRAFICKÁ STUPNICE, CHRONOSTRATIGRAFIE

Integrovaný moment stratigrafie v geologii vede k průběžné diskusi o metodice i formálním aparátu stratigrafie na nejvýznamnějších setkáních geologů. Světové geologické kongresy jsou pravidelně vedeny snahou o operační, terminologické a metodické ujednocení stratigrafických postupů. Teoretická stratigrafie však zdaleka nedospěla k jednotnému konceptu časoprostorového vyjádření historie naší planety. Klasické členění (tzv. „svatá trojice“) stratigrafických jednotek (stratonů) na litostratigrafické jednotky (horninová tělesa s určitou litologickou charakteristikou), biostratigrafické jednotky (soubory hornin s určitým obsahem fosílií) a geochronologické jednotky (jednotky abstraktního času) zavedlo duální pojetí, v němž je na jedné straně straton chápán jako konkrétní horninové těleso, od něhož je ovšem odvozen sám pojem času v geologii, na druhé straně pak jako určitá ideální jednotka času, která by měla sloužit jako časomíra (etalon).

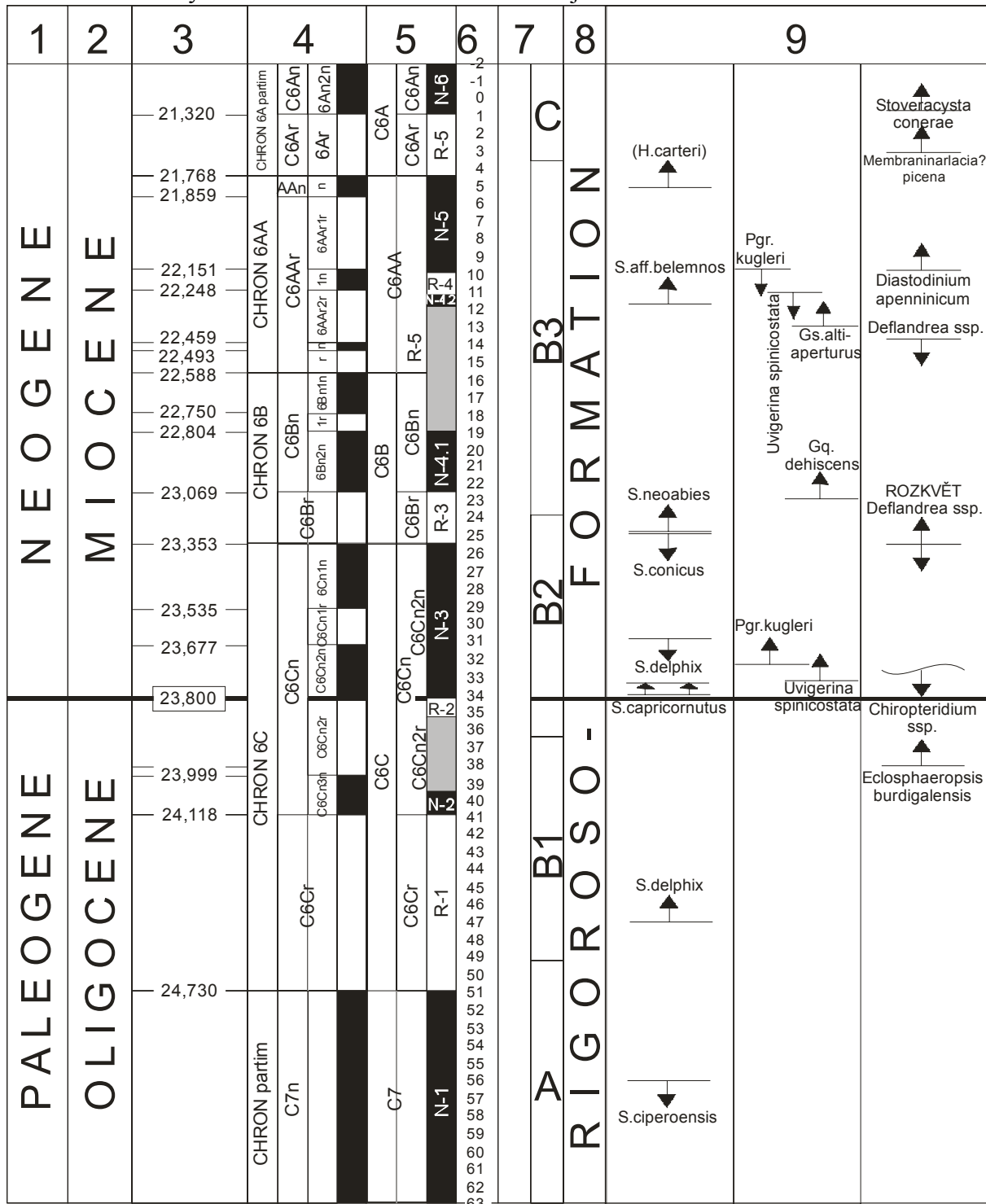


Obr. 4. Role hraničních stratotypů ve stratigrafii a vztah chrono-, bio- a litostratigrafických jednotek. Posledně jmenované mají většinou silně diachronní průběh (upraveno podle Hollanda 1992).

Dualismus tohoto typu navozující představu jakési možné absolutně čisté stratigrafie založené na tzv. časových jednotkách, je dnes stále častěji odmítán jako logická chyba ve stratigrafické metodice. Pojem času v geologii je odvozen od konkrétních materiálových znaků a představa, že existuje jakási stupnice jako časomíra nezávislá na konkrétních horninách je chybná.

Geologie proto dnes směřuje ke **globální standardní stratigrafii**, která vychází z materiální podstaty stratigrafických jednotek. Ta se snaží pomocí stratigrafických jednotek definovaných podle mezinárodně uznávaných stratotypových profilů sestavit Globální (Mezinárodní) stratigrafickou standardní stupnici zobrazující co nejvěrněji historický vývoj planety. Zahrnuje následující kroky.

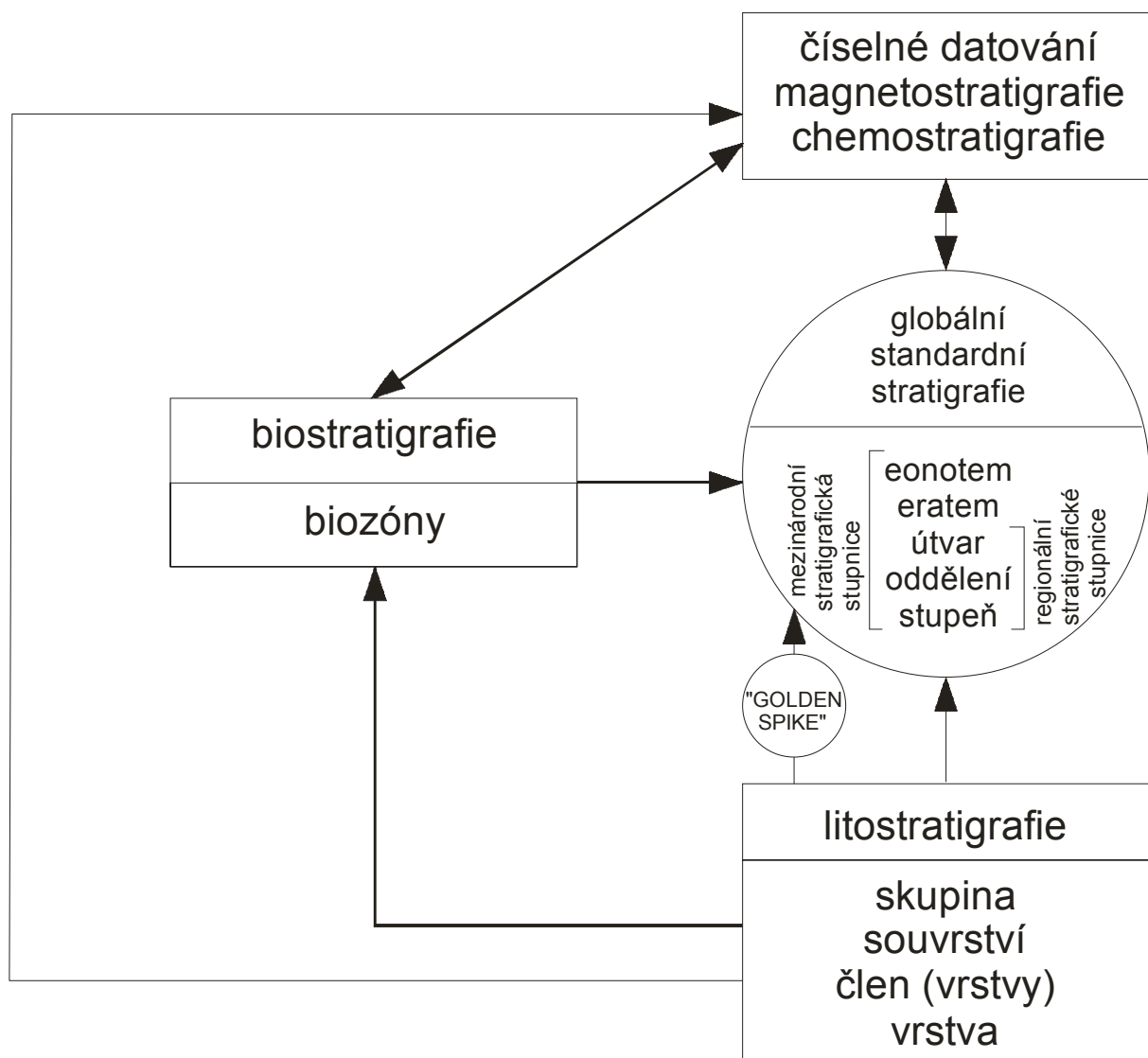
Spodní hranice **mezinárodních stratotypů** (vybraných typických, co nejuplněnějších a chráněných profilů) je definována jedinečným (standardním) bodem v profilu (tzv. „golden spike“), který zaujímá jistou konkrétní polohu v geologické historii vyjádřenou např. stupněm vývoje organického světa, radiometrickým stářím, polaritou etc. Představuje konvenční a obecně sdílený referenční bod umožňující konkrétní fixaci hranice.



Obr. 4. Příklad návrhu na stratotyp hranice paleogén / neogén v severoitalském profilu Lemme-Carrosio (Steininger & Cati 1994) zahrnující následující údaje: 1, 2 - chronostratigrafické jednotky, 3 - radiometrické stáří vzorků z profilu, 4 - standardní údaje světové polarity, 5 - záznam polarity ve studovaném profilu, 6 - metrické údaje profilu, 7 -

litologická charakteristika jednotlivých vrstev profilu, 8 - litostratigrafická jednotka, do níž profil náleží (rigoroské souvrství), 9 - biostratigrafické údaje (první resp. poslední výskyty důležitých druhů vápnitého nanoplanktonu, planktoních a bentózních foraminifer a dinoflagelát), které jsou postupně doplňovány znaky dalších skupin. Jako jedinečný bod ležící na uvedené hranici je stanoven bod na 35. m. profilu, na bázi druhé normální polarity šestého chronu C, kde jíly vykazují stáří 23,8 Ma a v jediném metru nad touto hranicí je první i poslední výskyt vúdčího druhu *Sphenolithus capricornutus*. Zde je v chráněném profilu vetknut kovový znak hranice paleogén / neogén.

Horní hranice dolní části profilu je definována spodní hranicí vyšší části profilu. Z tohoto stratotypu se hranice zachycené v profilu korelují (rozšiřují) do okolí tak přesně, jak umožňují použité metody (např. biostratigrafické). Preferujeme přitom hranice, které mají co největší geografický dosah. Přesnost korelací však nedosáhne ideálního (hypotetického) srovnání časového. Již zmíněný jedinečný bod (tj. konkrétní vzorek nebo vzorky z určité úrovně profilu) představuje vždy malý úsek časoprostoru a zakládá tedy určitou nepřesnost. Obecné metodické kroky vedoucí ke standardní stratigrafické škále ukazuje Obr. 6.



Obr. 5. Vztahy stratigrafických metod a vznik Mezinárodní stratigrafické stupnice (upraveno podle Hollanda 1992).

Litostratigrafické postupy mají determinační ráz a stanoví primární posloupnost horninových těles v konkrétním místě. Biostratigrafická studia umožní srovnání (korelaci) na velké vzdálenosti. Doplněním o další metody získáme pro konkrétní vzorky v profilu údaje např. radiometrické, popř. jejich pozici na standardní křivce magnetostratigrafické či chemostratigrafické. Radiometrická data tak kalibrují důležité hranice a přiřazují zemské historii číselné údaje v rocích. Ze shrnutí nejrůznějších dat z profilů (místní stupnice) a jejich korelací se vynořuje syntéza významných etap vývoje zemské kůry ve formě **chronostratigrafických jednotek a Globální stratigrafické standardní stupnice**. Tyto jednotky jsou založené na horninách vznikajících během určitého intervalu geologické historie a jejich hranice jsou odvislé od vybraných konkrétních bodů na spodních hranicích stratotypových profilů. Slouží k sjednocování a řazení událostí a jevů v historii planety a představují členění této historie podle mezinárodně dohodnuté hierarchie.

Základní jednotkou je **stupeň**, který v dnešní etapě stratigrafického poznání má většinou jen regionální platnost a proto korelace stupňů v celosvětovém měřítku skýtají těžkosti. Jeho rozsah je dán stratotypy spodní a svrchní hranice (mají mít co nejvýraznější a na velké vzdálenosti sledovatelnou charakteristiku), jeho jméno většinou geografickým názvem typické oblasti (např. givet, baden). Vyšší jednotkou je **oddělení**, jehož hranice jsou definovány spodní hranicí jeho nejstaršího stupně a horní hranicí nejmladšího stupně. Jeho znaky přesahují většinou již hranice oblastí a mají interregionální ráz. Názvy jsou dány pozicí uvnitř útvaru (např. spodní, střední, svrchní devon) nebo vzácněji geografickým jménem. Oddělení skládají vyšší jednotku - **útvár**. Útvary mají většinou již značný časový rozsah, celosvětovou platnost a jsou odrazem celosvětově sledovatelných evolučních kroků. Jejich hranice jsou analogicky dány hranicemi nejstarší a nejmladší nižší jednotky. Jejich názvy jsou v literatuře tradovány mnohdy již od úsvitu geologie a vyjadřují vztahy etnografické (např. silur), geografické (např. perm), litologické (křída), či pozici ve stratigrafickém sledu (např. kvartér). Jednotkou vyšší je **eratem**, který vymezuje velmi významné etapy života na naší planetě (např. paleozoikum) a nejvyšší pak **eonotem** odrážející nejvýznamnější kroky historie Země (např. fanerozoikum).

1.2. EVOLUCE

Pojem **evoluce** patří k nejsložitějším pojmům filosofie a vědy a snad více než řada jiných symbolizuje všechny důležité otázky lidského poznání. Prolínají se v něm pohledy filozofické i pohledy různých modelů speciálních věd. V nejobecnějším případě označuje vývoj, přechod od stavu výchozího do odlišného stavu v čase. V historii se objevují náznaky tohoto pojmu (i když spíše jen ve smyslu posloupnosti - architektury nebo hierarchie - bytí) u různých myslitelů od Aristotela přes Mikuláše Kusánského až ke Komenskému a Kantovi, máme-li jmenovat pohled spíše vývojově optimistický. Odhlédneme-li od dílčích názorů, vstupuje pojem evoluce do speciálních věd (biologie, geologie) v podobě souhrnně formulovaných myšlenkových koncepcí až Lamarckem, Spencerem a především Darwinem v první polovině 19. století a stává se právě pro svůj dosah v otázkách chápání tohoto světa nesmírně diskutovaným, zneužívaným či zatracovaným, s proměnlivým obsahem a rozsahem v tom či onom podání. Především v evropsko-americké kulturní oblasti byl tento pojem již všeobecně přijat jako součást myšlenkové výbavy.

Novověká věda vycházející z koncepce příčinné podmíněnosti jevů, v jejímž rámci jsou všechny události pevně určeny počátečním stavem a nemohou být ovlivněny náhodnými vlivy, hledala v evolučních jevech především projevy zákonů, které by vysvětlily průběh

těchto jevů v minulosti i současnosti a umožnily jejich předpověď i do budoucnosti. To mělo za následek hledání tzv. „evolučních zákonů“, hledání v evoluci posloupnosti směřující k pokroku, i antropocentrický pohled na biologickou evoluci jako na proces završovaný člověkem.

V posledních třiceti letech byly evoluční koncepty hluboce ovlivněny výsledky nerovnovážné termodynamiky, teorie systémů a informatiky. Ilja Prigogine a jeho škola na bruselské univerzitě formulovali v roce 1971 **obecné kritérium evoluce**, které platí pro otevřené systémy vzdálené od rovnováhy. Systémy, jimiž prochází energie i hmota a které jsou vzdálené od rovnováhy (jsou jim vlastní různé odchylky a nerovnoměrnosti), jsou nestabilní a vyvíjejí se nelineárně tak, že po projití kritickým bodem přecházejí tvorbou disipativních struktur do jiného stavu. Tento proces má ráz samoorganizovaného děje majícího mnoho možností. Volba z těchto možností je náhodná a jejich směr vývoje nelze s jistotou předpovědět. U velmi složitých systémů tohoto typu je statisticky i fakticky nemožné opakování téže volby či cesty a jejich průběh směřující stále k novým stavům je v jednosměrném čase nevratný. Otevřenými systémy proudí energie z okolí, zvyšuje strukturní složitost jejich prvků a odchází degradovaná (teplo) do okolí kde se rozptyluje (disipuje). Tyto systémy se tedy uspořádávají a produkují neuspořádanost.

Většina v přírodě reálně existujících systémů má ráz právě těchto otevřených systémů vzdálených více či méně od rovnováhy. Život a jeho projevy patří k nejsložitějším.

Proces proměnlivosti živých systémů v čase - **biologická evoluce** - odpovídá velmi dobře výše uvedeným vlastnostem. Jeví se jako nelineární proces, v němž vznikají nové struktury s vysokou mírou reaktivity vůči okolí, schopné uchovávat informace (učit se) a předávat je svým kopiím. Je mu vlastní stále zvyšování složitosti (komplexity). K nejvýznamnějším událostem (kritickým bodům) života na naší planetě patří jistě přechod od neživota k životu (ve svém konkrétním průběhu jedna z nejsložitějších otázek vědy vůbec, geologie a paleontologie jej datuje skutečnými doklady do doby 3, 4 Ga), od jednobuněčných organizmů k mnohobuněčným (2 Ga), vynoření se myšlení (4 Ma). Dosavadní výsledky cest biologické evoluce na naší planetě jsou zachovány v geologickém a paleontologickém záznamu a již hodně jsme z něho vyčetli. Konkrétní kroky však zahluje stále mnoho nejasností a při jejich odhalování hraje roli souhra především nejrůznějších chemických, biologických, geologických a matematických vědních směrů.

Různé výklady procesu biologické evoluce, které mají formu zobecňujících souhrnných výkladů, bývají označovány jako „evoluční teorie“. Tyto výklady lze většinou chápat jako buď **funkcionalistické** (změna v přírodě směřuje k nové, lepší nebo výhodnější funkci), které zdůrazňují tedy adaptivní roli proměnlivosti (směřující k lepšímu přizpůsobení), nebo **strukturalistické** (změna směřuje k uskutečnění nejrůznějších tvarů či struktur) považující proměnlivost za jev, který je ve své podstatě neadaptivní.

K nejznámějším a nejuplnějším výkladům první skupiny patří **lamarkismus, darwinismus** a „**syntetická teorie evoluce**“. J. B. Lamarck, francouzský biolog, se domníval, že proměnlivost organizmů je výsledkem aktivity organizmů, které zaznamenávají změny prostředí a potřebu změny jich samotných s nimi spojenou, a proměňují (transformují) se směrem k uspokojení této potřeby. Získané znaky a vlastnosti jsou pak přenášeny na potomstvo. Ch. R. Darwin, anglický badatel, položil důraz na změny prostředí. Ty vybírají (proto mluvíme o selekci, selekcionismu atd.) z více méně pasivní nabídky živých organizmů ty, kteří jsou lépe vybaveni podle nových podmínek, a umožňují jim postoupit tuto výbavu potomkům. Syntetická teorie evoluce doplnila Darwinovy myšlenky především o poznatky genetiky a interpretace paleontologické. Darwinův přírodní výběr zvýhodňuje jedince s genetickými vlastnostmi vznikajícími necíleně a neusměrněně, které jsou nadějnější pro život, získání partnera a vyšší počet potomků. Umožňuje tak během času upevnění nových vlastností ve vývojových liniích, především tam, kde dochází k jejich dlouhodobé izolaci

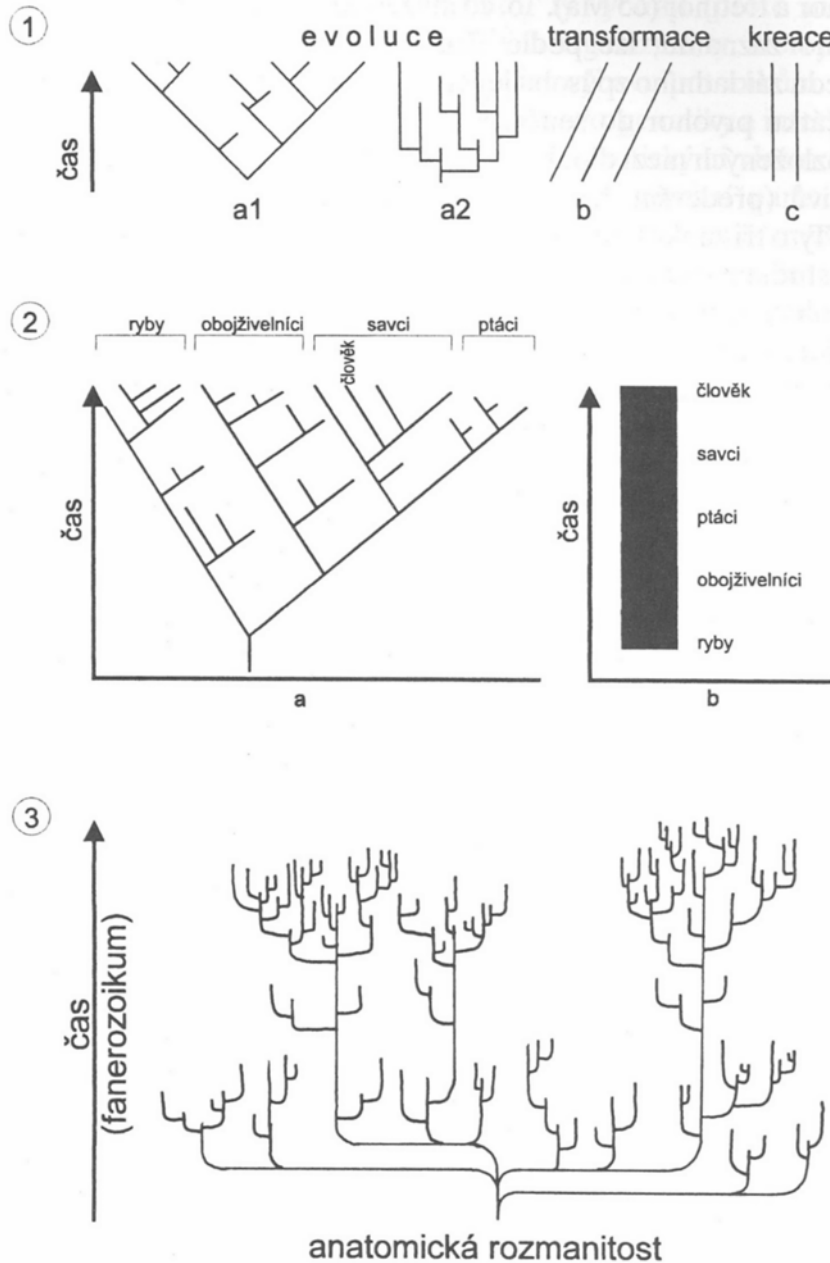
zajišťující samostatnost a oddělenost rozmnožovacích cyklů. Tyto názory doplnila v sedmdesátých letech našeho století Kimurova „**neutralistická teorie evoluce**“, která byla původně chápána jako protiklad darwinismu. Japonský badatel Kimura dokázal, že odchylky v genech (tzv. bodové mutace) se v přirozeně existujících populacích organismů šíří i tehdy, nepřinášejí-li jim žádnou výhodu, a mohou se v liniích uplatnit, aniž by bylo nutné spojení s přírodním výběrem (mají neutrální ráz). Český evoluční biolog J. Doskočil však poukazuje na možnost, že tyto bodové mutace hrály roli v úsvitu života na naší planetě, kdy byly jediným zdrojem vývojových novinek u předjaderných organismů a nebyly tedy neutrální. Vývojové diagramy těchto názorových proudů mají většinou charakter postupně kontinuálně navazujících vývojových stromů.

Funkcionalistické výklady doplníme ještě o „**teorii přerušovaných rovnováh**“, která zavádí časové měřítko a paleontologický pohled. Američané Eldredge a Gould poukázali na to, že podle geologického záznamu dochází k tvorbě druhů geologicky náhle a že druhy dále většinou existují bez výraznějších tvarových změn. Vývoj není tedy rovnoměrný a probíhá ve velmi rychlých úsecích, které se střídají s velmi pomalými (přerušovaná rovnováha). Přírodní výběr pak působí nejen na úrovni genů, ale i na úrovni druhů a jejich skupin.

Strukturalistické koncepce můžeme vyložit např. na „**kritické teorii evoluce**“ (Guttman a spolupracovníci) a **Kauffmanově teorii regulačních sítí**. Prvně jmenovaná chápe organizmy jako hydraulické systémy, organické konstrukce, způsoby existence energie, které jsou určovány zevnitř, bez vlivu prostředí. Rozhodující je konstrukční sestavení organismů, podle něhož využívají aktivně svoje okolí. Evoluční změny jsou určeny vnitřními konstrukčními podmínkami a probíhají podle míry konstrukčních tlaků. Evoluce je v tomto smyslu chápána jako výkon organismu. S. A. Kauffman založil svoje výzkumy týkající se vývoje biologických systémů na studiu možností uspořádání (regulace) těchto složitých systémů pomocí chaosu a z něho vznikajícího pořádku. Jeho myšlenka vychází z matematicko-logistických modelů, které umožňují chápat síť genů jako síť logických vztahů. Taková síť při velkém množství prvků jeví spontánní kolektivní pořádek, který v jisté části zachovává vždy stabilitu a v jisté tvoří vždy něco nového, co nelze odvodit od vnějších podnětů. Tím je zajištěna na jedné straně základní stabilita organismů i spontánní, nahodilá tvorba novinek. Kauffmanův model je používán především pro výklad proměnlivosti složitých organismů se zakotvenou genetickou pamětí.

Vedle uvedených výkladů či modelů evoluce existují i **výklady používající oba vyjmenované přístupy**. S. J. Gould nedávno poukázal na to, že už i Darwin uvažoval o tom, že přírodní výběr není jedinou příčinnou evolučních změn. Historie života na naší planetě zahrnuje podle Goulda příliš mnoho chaosu, nahodilostí a extrémně citlivých závislostí na drobných a neměřitelných rozdílech v počátečních podmínkách jevů vedoucích k silně rozdílným výsledkům. Je tedy z každého bodu směrem do budoucnosti nepředvídatelná. K významným bodům, v nichž vždy mohla evoluce běžet jinou alternativní cestou, patří např. dosud ne plně objasněná kambriická exploze (geologicky velmi náhlý vznik prakticky všech dodnes existujících živočišných kmenů v úrovni cca 520 Ma), objev ploutví s centrální osou u rybovitých obratlovců v devonu, katastrofická vymírání velkých skupin organismů především na hranicích prvohor a druhohor (250 Ma) a druhohor a třetihor (65 Ma). To co můžeme o evoluci života na planetě vypořádat z paleontologického záznamu lze podle Goulda shrnout do tří znaků: stálost složitosti organismů z pohledu základního způsobu jejich konstrukce (tzv. stabilita modální komplexity) především od počátku prvohor do současnosti, soustředění velkých evolučních událostí do krátkých vzryvů rozložených mezi dlouhé úseky stability (viz výše tzv. přerušovaná rovnováha) a role vnějších vlivů (především hromadných vymírání) při rozrušování stavů normálních stabilních období. Tyto tři znaky kombinované s obecnějšími jevy chaosu a nahodilosti vytvářejí obecný rámec pro studium evoluce. Gould tedy odmítá považovat vzrůstající složitost života za ústřední motiv evoluce a poukazuje na nutnost

konstruovat vývojový diagram nikoliv jako „strom života“, nýbrž jako keř s širokou bází, jehož postupná historie je pro větší část spíše procesem vylučování (eliminace) skupin a šťastného (náhodného) přežívání, nežli kontinuálním rozkvětem, pokrokem a vzrůstající mnohostí forem.



Obr. 7. 1) Znázornění tří nejčastějších výkladů historie života na Zemi - evoluce (a1 - postupná evoluce, a2 - přerušovaná rovnováha), transformace (b) a kreace (c). Evoluce předpokládá společného předka a proměnlivost a rozrůzněnost v čase, transformace oddělený původ a proměnlivost v čase, kreace pak oddělený původ a stálost v čase. Běží-li linie vertikálně zůstávají druhy stálé a nemění se, posouvá-li se linie doprava či doleva, druhy se proměňují (upraveno podle Ridley 1993).

2) Evoluce dnes bývá graficky znázorněna jako keř, jehož jednotlivé části rostou (rozvětvují se) nebo zasychají (vymírají), aniž by dávaly přednost jakémukoliv směru. Postavení člověka je jen jedno z mnohých (a). Antropocentrická idea chápající evoluci jako jednosměrný proces pokroku (jako žebřík, jehož vyšší příčky představují pokročilejší organismy) je považována za neopodstatněnou (b) (upraveno podle Ridley 1993).

3) Tento vývojový diagram podle Goulda (1994) ukazuje, že maximální stavební (anatomické) rozmanitosti mnohobuněčných organismů bylo dosaženo velmi záhy (na počátku prvohor). Později docházelo k vymírání, řada pokusů přírody dát se určitým směrem skončila neúspěšně. Úspěšné linie již dále nevytvářely nové základní anatomie organismů, nýbrž zvyšovaly pouze počty svých druhů resp. skupin v rámci svého motivu.

Pokus o souhrnný výklad evoluce, v němž mají místo darwinistický selekcionismus, neutrální evoluce, lamarkismus i strukturalistické modely formuloval J. Doskočil. Přiřítá logicky samotné evoluci jako procesu proměnlivosti během času (mluví o **evoluci evoluce**) a vyslovuje přesvědčení, že jde o trvale tvůrčí děj. Pro evoluci neživé hmoty, vznik života a jeho počátky jsou v této koncepci příznačné vztahy selekcionistické, zatímco evoluce mnohobuněčných organismů již není čistě adaptivním dějem a jsou jí bližší výklady strukturalistické, v nichž organismy prostřednictvím svých odchylek vyhmataávají svoje možnosti, a vnější vlivy jen pomáhají dovážet daný základ.

Současná přírodověda tedy chápe evoluční proces většinou jako obecný projev reálných otevřených systémů, jako základní vlastnost našeho vesmíru. K jeho charakteristickým znakům patří: je rozbíhavý (umožňuje různé cesty), nepředvídatelný, zvyšující svoji složitost, uspořádanost, míru informace, svobodný a tvůrčí, nevratný a spojený s jednosměrnou šipkou času a tedy stále neukončený. S vynořením myšlení dosáhl ještě jednoho znaku, stal se sebepoznávajícím. Chápeme-li lidské poznání jako součást evoluce, sluší mu jistě všechny uvedené znaky. Konkrétní kroky evoluce poznání však mohou jít i jinou, nebiologickou (negenetickou) cestou (např. předávání informací prostřednictvím literatury a jiných materiálních záznamů). Tento vývojový proces spojený s poznáním a tvorbou kultury bývá již označován jako **kulturní evoluce**. Její vztah k evoluci biologické je intenzivně diskutován, někdy je považován i za protikladný. Uvedené pojetí evoluce v nejširším slova smyslu však naznačuje etický přístup ke všem otázkám spojeným s naším poznáním. Směřuje spíše k přijetí mnohosti přístupů, výkladů, alternativ, mnohosti možností řešení našich problémů, modelů řízení, respektování odchylek a odmítání ideologicky jednosměrných neměnných pohledů na naši skutečnost. Směřuje k pochopení jevů zákonitých i nahodilých, o nichž již citovaný I. Prigogine říká: „Dualita zákon - událost je jádrem problému Zákony byly spojovány s plynulým odhalováním, srozumitelností, příčinnými předpověďmi a jednoznačností, vedoucími k popření času. Události obsahují prvek svévole, neboť zahrnují nespojitosti, pravděpodobnosti a nevratný vývoj..... Žijeme v duálním vesmíru, jehož popis obsahuje jak zákony, tak události, jistoty i pravděpodobnosti.“ Zestručněno - skutečnost světa není ani předem určená, ani nahodilá, je otevřená (Nietzsche).

1.4. PALEOGEOGRAFIE A PÁNEVNÍ ANALÝZA

Nedílnou součástí historické geologie je nauka o zemském povrchu v geologické minulosti - **paleogeografie**. Tvářnost povrchu Země byla v dobách minulých ovlivňována mnoha faktory; k nejdůležitějším patří desková tektonika, která byla řídicím faktorem rozložení oceánů a kontinentů, rozmístění horských pásem a sedimentačních pánví. Komplexnost záznamu především sedimentárních hornin však otevírá prostor detailnějšímu poznávání mnoha aspektů geografie v historii Země, které jsou předmětem dílčích metodických nástrojů v rámci geologických a paleontologických věd. K těm nejdůležitějším patří **paleoekologie**, **paleobiogeografie**, **sedimentologie**, **faciální analýza** a **pánevní analýza**.

1.4.1. PALEOEKOLOGIE A PALEOBIOGEOGRAFIE

Paleoekologie studuje vztah mezi organizmy a prostředím v geologické minulosti. Prostředí tvoří soubor všech abiotických podmínek a vzájemných vztahů organizmů v konkrétním místě. Organismy jsou tedy nedílnou součástí toho kterého prostředí a vytvářejí s ním biosystém, který tenduje ke stavu dynamické rovnováhy. Známe-li složky tohoto systému v geologické minulosti (např. složení společenstev fosilií, ráz sedimentů) můžeme usuzovat na charakter prostředí a jeho vnitřní vztahy. Pro geologii je nesmírně důležité prostředí vodní, zejména mořské. Mořské prostředí lze dále rozdělit do dvou velkých rozdílných skupin. **Pelagiál** zahrnuje volnou vodu, **bentál** prostředí dna. Části pelagiálu nad kontinentálními šelfy představují prostředí **neritika**, masy vody nad kontinentálními svahy a oceánskými dny pak prostředí **oceanika**. Oceanik je hloubkově rozčleněn na **epipelagiál** (0-200 m), **mezopelagiál** (200-1000 m), **batypelagiál** (1000-4000 m) a **abysopelagiál** (pod 4000 m). V bentálním prostředí odpovídá kontinentálním šelfům **litorál**, kontinentálním svahům **batyál**, oceánským dnům **abysál** a oceánským příkopům **hadál**. Litorál charakterizuje ve volném výkladu mělkovodní podmínky, batyál až hadál pak hlubokovodní podmínky.

Podle způsobu života ve vodním (převážně mořském) prostředí můžeme organizmy rozdělit na **bentos** (organizmy žijící na dně nebo pod dnem) a **pelagos** (organizmy žijící nade dnem ve vodním sloupci). Bentos se dále dělí na **sesilní** (organizmy přisedlé na dně) a **vagilní** (organizmy, které se po dně volně pohybují). Bentózní organizmy žijící pod povrchem dna (v sedimentu) tvoří **infaunu** a organizmy žijící na povrchu dna **epifaunu**. Pelagos dělíme na dvě skupiny, **nekton** (organizmy schopné aktivního cíleného pohybu) a **plankton** (organizmy vznášející se ve vodě a s omezeným vlastním pohybem).

V paleoekologii hrají velmi důležitou roli abiotické ekologické faktory. Především jejich analýza zprostředkuje geologii interpretaci původního sedimentačního prostředí a osvětlí vznik sedimentů. Ve vodním prostředí k nim patří například **teplota** vody a **prosvětlení**. Podle prosvětlení (prostupnosti světla vodou) se vodní prostředí obecně dělí na svrchní **fotickou zónu** a spodní **afotickou zónu**. Spodní hranice fotické zóny je silně závislá na čistotě vody a většinou se klade do hloubky okolo 200 m. Hojný výskyt bentózních fotosyntetizujících organizmů (mnohobuněčné řasy s karbonátovým skeletem) je však omezen hloubkou jen okolo 40 - 50 m (účinné prosvětlení). K dalším ekologickým činitelům patří **pohyb vody** (vlnění a proudění), **zakalení** (přítomnost mechanických nečistot), chemické složení vody, tj. slanost (**salinita**), **obsah O₂**, **CO₂**, **H₂S**, dále **kvalita dna** (bahnitě, písčité, pevné dno) atd.. Významným ekologickým činitelem je i **hloubka vody**, která však zahrnuje i faktory předcházející (hydrostatický tlak, prosvětlení, teplotu, hustotní stratifikaci vod a obsah minerálních látek aj.). Podobnými fyzikálně - chemickými činiteli je životní prostředí určeno i na souši (teplota a chemické složení atmosféry, povaha substrátu atd.). V geologickém záznamu se vztah mezi prostředím a organizmy projevuje jako faciální závislost, tj. závislost

výskytu organismů na typu sedimentačního prostředí a sedimentační facie (viz níže). Pro zjišťování paleoekologických údajů používáme především metody vyplývající z principu aktualizmu. Jde zvláště o **srovnávání se způsobem života dnešních skupin organismů, srovnávací anatomii a fyziologii a funkční morfologii**, které vycházejí ze způsobu života dnešních příbuzných skupin, z podobnosti morfologie a fyziologie orgánů fosilních a dnešních organismů, popřípadě funkcí těchto orgánů indikujících podobný způsob života. Plastičnost a variabilita života však ukazují na nutnost korekcí a omezenost přímého srovnání dnešních ekologických poměrů s paleoekologickými zvláště s přibývajícím geologickým stářím sedimentů (viz výše). Způsob života fosilních organismů lze nepřímo zjistit také podle **výskytu a zachování** jejich zbytků v sedimentu.

Geografické rozšíření organismů v geologické minulosti studuje **paleobiogeografie**, která vychází právě z paleoekologie. Stanovení paleoekologických podmínek a prostorového rozšíření skupin organismů vede ke stanovení areálů a paleobiogeografickému členění zemského povrchu ve studovaných úsecích zemské historie. Toto členění pracuje především s celky tzv. **paleobiogeografických provincií**, které jsou charakteristické výskytem podobné flóry či fauny odlišné od fauny a flóry jiných provincií (endemicita rodů až čeledí). Paleobiogeografie přispěla velmi významně k formulování teorie litosférických desek právě rozluštěním a interpretací paleobiogeografických bioprovincií a paleogeografického vývoje kontinentů a oceánů.

1.4.2. SEDIMENTAČNÍ PROSTŘEDÍ A FACIÁLNÍ ANALÝZA

1.4.2.1. PRINCIPY FACIÁLNÍ ANALÝZY

Informace o morfologii zemského povrchu jsou zaznamenány v souborech sedimentárních hornin a jejich výkladem se zabývá obor **sedimentologie**, především její část nazvaná analýza sedimentárních facií nebo **faciální analýza**. Jejím úkolem je vytváření modelů dílčích částí zemského povrchu (pouště, jezera, mořská pobřeží, úpatí hor atd.) na základě studia sedimentárních hornin. Faciální analýza pracuje se základním pojmem **facie**. Termín facie má v geologii velmi široké a tudíž často významově zastřené použití (metamorfní petrologie, sedimentologie). V sedimentologii má facie obvykle dvojí různý význam, interpretativní a deskriptivní. Interpretativní přístup k faciím dává přednost označení facie ve smyslu mechanismu nebo prostředí jejího vzniku (útesové facie, pelagické facie); v moderních textech se tento přístup k faciím pozvolna opouští. Deskriptivní přístup vychází z konceptu, který v průběhu minulého století vypracovali švýcarští geologové Greesly a Renevier, když definovali facií jako soubor petrografických, paleontologických a texturních znaků sedimentu, který lze v daném stratigrafickém horizontu odlišit od okolních souborů (např. facie valounových jílovců, facie graptolitových břidlic). V souladu s moderními trendy je v tomto textu faciím určen pouze význam deskriptivní. V průběhu historie se význam deskriptivních facií rozštěpil do dvou samostatných konceptů - litofacie a biofacie.

Litofacie je soubor litologických znaků sedimentární horniny - minerálního složení, velikosti zrna, vrstevnatosti a sedimentárních textur, které se v daném stratigrafickém horizontu odlišují od okolních souborů (facií). Minerální složení podává základní informaci o **zdrojové oblasti** uloženého materiálu. Velikost zrna je ve většině případů přímo úměrná **energetickému režimu** v době ukládání. Čím větší zrna sediment obsahuje, tím větší energii bylo nutno vynaložit na jejich přemístění a uložení. Mocnosti vrstev, zvrstvení a sedimentární textury hornin uložených v subakvatickém prostředí mají vysokou výpovědní hodnotu při dešifraci **hydrodynamických podmínek** panujících během ukládání vrstvy a v období bezprostředně následujícím.

Sedimentární textury se dělí na textury biogenní a textury abiogenní. **Biogenní sedimentární textury** (bioglyfy) vznikají činností organismů. **Abiogenní sedimentární textury** vznikají bez účasti organismů a dělí se do tří základních kategorií:

1) **textury vzniklé hydrodynamickou modelací vrstvy**: gradační zvrstvení, laminace, křížové zvrstvení, imbrikace atd...

2) **textury vzniklé hydrodynamickou erozí vrstvy**: kanály, vlečné a erozní rýhy, intraformační brekcie, pevná dna (hardgroundy), otisky dešťových kapek atd...

3) **textury vzniklé po uložení sedimentu působením tlaku či tenze, nebo únikem kapaliny**: konvolutní zvrstvení, vtiskové textury, plápolavé textury, mísovité textury, neptunické žíly, bahenní praskliny, tepee textury atd...

Biofacie je definována jako společenstvo fosilních organismů obsažených v sedimentu, které se v daném časovém intervalu odlišuje jiných společenstev, a které má zřetelný vztah k prostředí vzniku horniny. Biofacie jsou založeny na ekologických resp. paleoekologických principech - tzn. vztahu mezi organismy a prostředím. Přítomnost či absence jednotlivých organismů nebo společenstev je většinou určena fyzikálně-chemickými podmínkami - teplotou, salinitou a čistotou vody, oxidačně-redukčními podmínkami, turbulencí vody, hloubkou, prosvětlením, povahou substrátu apod..

Při studiu karbonátových sedimentů se vymezuje ještě jedna kategorie facií - **mikrofacie**, která zahrnuje soubor litologických a paleontologických znaků sedimentu v mikroskopickém měřítku. Mikrofacie je tedy kombinací litofacie a biofacie v podmínkách karbonátové sedimentace.

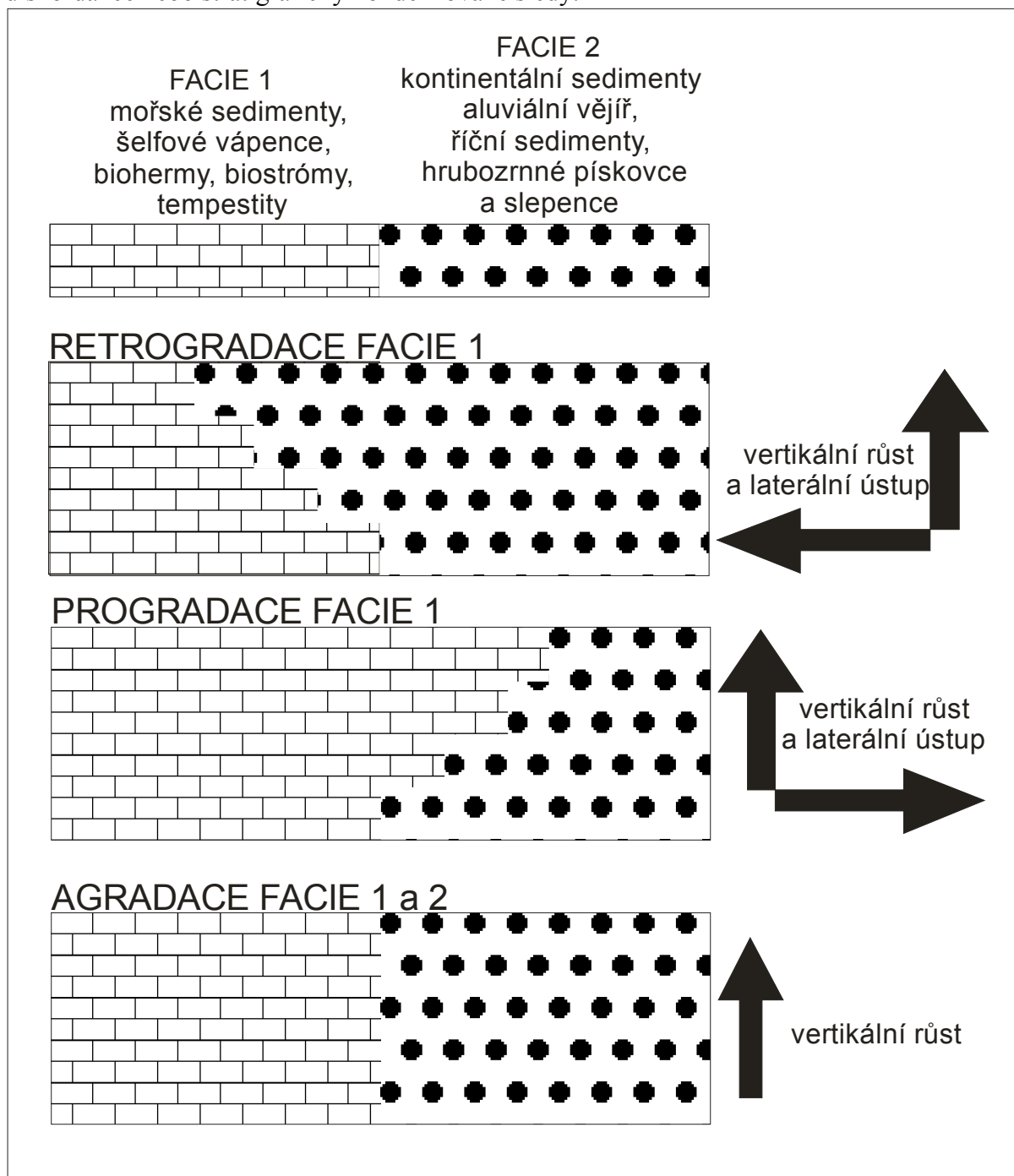
Termín facie má své použití i v dalších oborech geologických věd. V seismické stratigrafii, vytvořené a používané seismickým geofyzikálním výzkumem naftových rezervoárů, se uplatňuje koncept **seismické facie**, která je definována jako skupina seismických reflexí, která se svým charakterem (konfigurace reflexe, amplitudové a frekvenční spektrum, vnitřní rychlost, vnitřní geometrie atd.) odlišuje od okolních skupin. Charakter seismické reflexe je závislý na litologickém charakteru horniny a geometrické vztahy seismických facií ve dvourozměrných seismických profilech lze studovat s podobnými výstupy jaké má litofaciální analýza.

K často užívaným (a často zneužívaným) termínům patří facie flyšová (**flyš**) a facie molasová (**molasa**), které společně spojují deskriptivní litologickou charakteristiku sedimentu s interpretací depozičního prostředí a dokonce i tektonického prostředí jeho vzniku. Tyto dva termíny odráží dnes opouštěný interpretativní koncept facií, oba se však do geologického povědomí vžily natolik, že se používají i nadále.

Úkolem faciální analýzy je na základě studia facií rozpoznat prostředí vzniku sedimentární horniny - **sedimentační prostředí**. Většina morfologických tvarů začleněných do souboru sedimentárních hornin dosahuje příliš velkých laterálních rozměrů na to, abychom je byli schopni obsáhnout při sedimentologickém studiu výchozů nebo vrtných jader. Namísto sledování změn sedimentačního prostředí do šířky jsme často odkázáni na popis sedimentů ve vertikálním průřezu - **profilu**. Faciální analýza při této činnosti využívá **Waltherova zákona**, principu, který na základě pozorování Jonathana Walthera z 19. století formuloval G. Middleton v r. 1973: „*různé facie jednoho sedimentačního prostředí, a produkty několika sedimentačních prostředí, ležící vedle sebe jsou ve vertikálním profilu viditelné nad sebou*“. Waltherův zákon předpokládá spolupůsobení dvou procesů: laterální migrace sedimentačního prostředí (například vznik říčních meandrů) které za sebou zanechává záznam v podobě facií, a nepřerušovaného vertikálního ukládání sedimentu.

Máme - li ve vertikálním profilu nepřerušovaný sled dvou facií - facie A a nadložní facie B, předpokládáme, že v kterémkoliv časovém okamžiku během jejich ukládání ležely tyto facie vedle sebe. Leží - li facie B nad facií A, je zřejmé, že v průběhu času facie B postupně nahradila v tomto bodě zemského povrchu facii A. Dochází k laterální migraci facií a

nepřerušované sedimentaci. Říkáme, že facie B postupuje - prograduje, neboli dochází k **progradaci** facie B. Zároveň facie A ustupuje - retrograduje, neboli dochází k **retrogradaci** facie A. Pokud dochází k ukládání sedimentu, ale nedochází k laterální migraci facií, získáme sled facie A a v nadloží opět facii A. Říkáme, že facie A agraduje, dochází k **agradaci** facie A. Progradace, retrogradace a agradace jsou geometrické pojmy, které aplikujeme i na rozsáhlá sedimentární tělesa nebo celé depoziční systémy. Platnost Waltherova zákona je silně redukována v případě, že příslušný sedimentární záznam byl přerušeny erozí, hiátem nebo stratigrafickou kondenzací, tzn. že obsahuje plochy diskontinuity - úhlové a skryté diskordance nebo stratigraficky kondenzované sledy.



Obr. 10 Dvourozměrné geometrické vztahy facií vznikající kombinací nepřerušovaného vertikálního růstu (sedimentace) a laterální migrace facií (A), a výsledné jednorozměrné sledy facií ve vertikálních profilech (B).

1.4.2.2. MODEL Y SEDIMENTAČNÍCH PROSTŘEDÍ

Vytváření modelů sedimentačních prostředí je založeno na analytické metodě studia facií a jejich prostorových geometrických vztahů. Základem pro tvorbu modelu je **faciální asociace**, která je pro dané prostředí charakteristická. Střídání facií ve faciální asociaci často vykazuje vertikální cyklický charakter, který vyplývá z laterálních pohybů facií během jejich ukládání, a který je pro řadu sedimentačních prostředí rovněž charakteristický. Podle místa vzniku se sedimentační prostředí dělí na terestrická, mořská a prostředí přechodná mezi oběma typy.

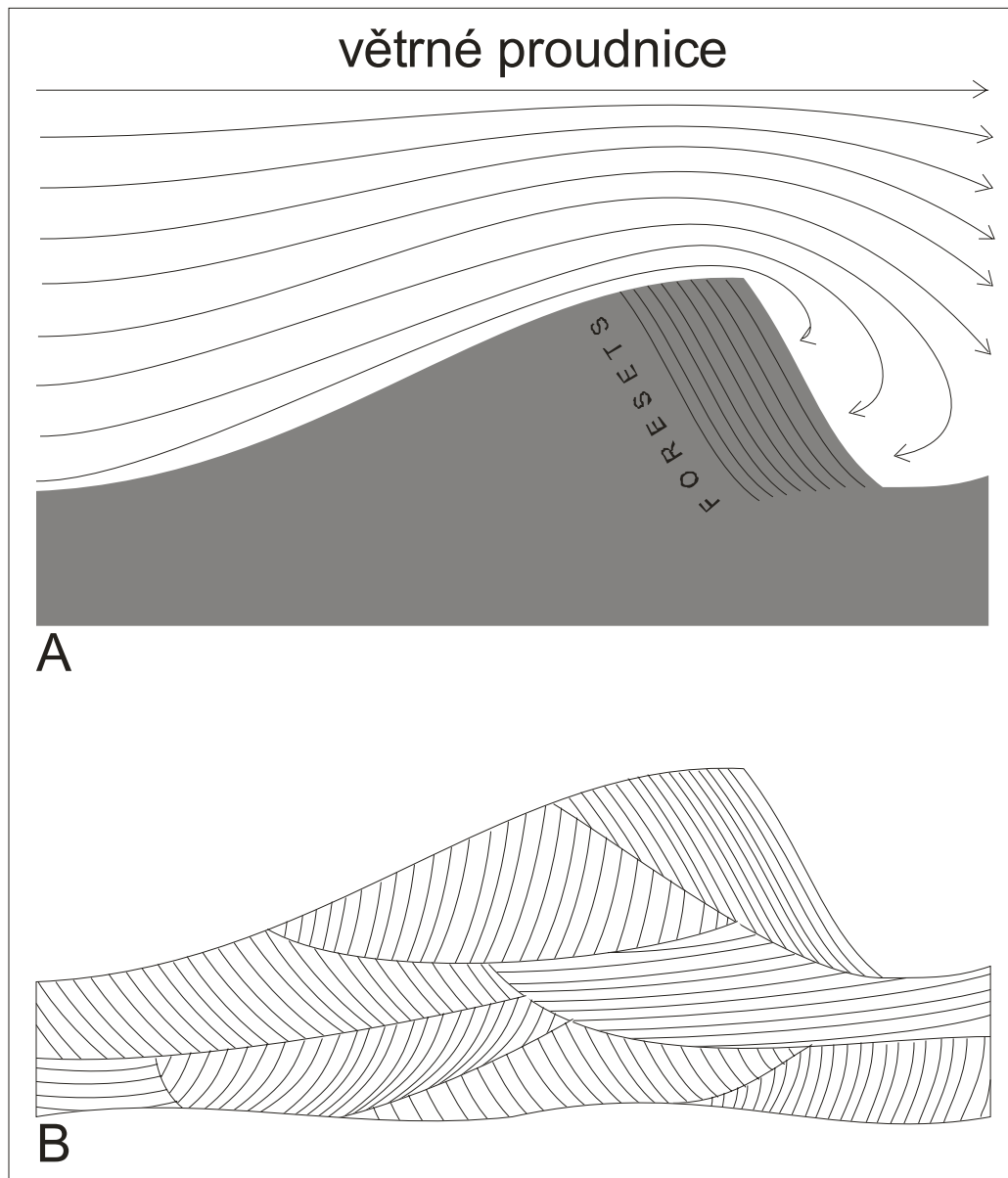
1.4.2.2.1. TERESTRICKÁ SEDIMENTAČNÍ PROSTŘEDÍ

Terestrická sedimentační prostředí zahrnují prostředí sedimentace mimo dosah mořské vody. Jednu skupinu terestrických prostředí představují prostředí **subaerická**, kdy sedimentace probíhá na rozhraní vzduch-sediment, která zahrnuje prostředí **eolická**. Druhou skupinu tvoří prostředí **subakvatická**, kdy sedimentace probíhá na rozhraní voda-sediment, která zahrnuje prostředí **fluviální** a **jezerní**. Zvláštním typem je prostředí **glacigenní**, které zahrnuje celou škálu sedimentačních mechanismů ovlivněných klimaticky (kontinentálním nebo horským ledovcem).

Jako **glacigenní prostředí** se nazývá soubor prostředí sedimentace geneticky vázané na kontinentální nebo horský ledovec. Horské ledovce většinou nezanechávají podstatné stopy ve formě sedimentárních hornin, neboť sedimentární produkty jejich činnosti jsou ukládány ve vysokohorských oblastech, které jsou během času erodovány a zarovnávány. Daleko významnější pro faciální analýzu jsou **kontinentální ledovce**. Činnost ledovce je jednak erozní, jednak depoziční. Erozní činnost ledovce je zapsána v **erozních rýhách** na povrchu hornin, které vznikly vlečením úlomků jiných hornin na bázi ledovce. Vlečené kameny mají typicky hranatý tvar a nazývají se **souvky**. Výsledkem depoziční činnosti ledovce v **subglaciálním prostředí** jsou **morény** - akumulace chaotického, netříděného, heterogenního sedimentu nazývaného **till** (ve zpevněné formě **tillit**). Morény vznikají hrnutím heterogenního materiálu po stranách ledovce, v jeho čele a na jeho bázi. Před čelem ledovce, v **proglaciálním prostředí**, dochází k odtoku tavných vod a ukládání zvrstvených štěrků a písků **glacifluviálního prostředí** špatně odlišitelných od sedimentů divočících řek. Proglaciální prostředí je většinou chudé na vegetaci a jemné částice sedimentu (prach, jemný písek) jsou snadno unášeny a ukládány větrem jako tzv. **spraš**. V proglaciálním prostředí se velmi často vyskytují jezera, která jsou rychle zaplňována klastickými - **glacilakustrinními sedimenty**. V jezerech hraničících z jedné nebo více stran s ledovcem dochází k ukládání hrubozrnných sedimentů, které laterálně přecházejí do jemnozrnných sedimentů. Kry odtržené z ledovce, plovoucí na hladině, uvolňují odtáváním valouny a balvany (**dropstony**), které padají ke dnu jezera nebo moře a jsou začleněny do jemnozrnných sedimentů. Dropstony jsou evidentním dokladem kontaktu jezera s ledovcem. V distálních (vzdálených) jezerech, která nejsou v přímém kontaktu s ledovcem, je přísun sedimentu zajištěn říčními toky a ukládání materiálu probíhá v deltách za podmínek pro delty charakteristických. Jemnozrnné distální jezerní sedimenty (**varvity**) vykazují typickou tenkou laminaci, způsobenou sezónním odtáváním ledovce. V zimě jsou ukládány relativně jemnozrnnější laminy s množstvím organického materiálu, v létě sedimentují laminy relativně hrubozrnnějšího materiálu, uvolňovaného při tavení ledovce. V hlubších částech jezer se mohou objevit i jemnozrnné prachové či písčité turbidity (viz. níže). Jako **glacimarinní** se označuje mořské prostředí ovlivněné ledovcem, ve kterém se objevují textury nebo facie typické pro proglaciální

prostředí (dropstony, podmořské akumulace facií chaotického, netříděného, heterogenního sedimentu - diamiktitu).

Eolická prostředí jsou charakteristická pro aridní oblasti (pouště) s nedostatkem srážek a nesouvislým pokryvem vegetace. Pouště se skládají z mnoha morfologických a sedimentárních útvarů (kamenná návrší, aluviální kužely atd.), a jen asi 20 % jejich povrchu je tvořeno eolickými sedimenty s.s., které se akumulují v rozsáhlých ($n \times 10^5 \text{ km}^2$) písčitéch tělesech (**ergy**). Hlavním transportním a ukládajícím činitelem je zde vítr. Typickými tvary na povrchu ergu jsou kopcovitá tělesa eolických písků, **duny**.



Obr. 11. Mechanismus sedimentace na duně: A) návětrná strana je větrem erodována a na závětrné straně dochází k laterální (boční) akreci ve formě výběhových vrstev (foresets), B) výmolvé šikmé zvrstvení vznikající změnami v pohybu větru a střídáním erozní fáze na návětrné straně a depoziční fáze na závětrné straně duny, upraveno podle Stanley (1992).

V podélném profilu má duna mírně se svažující návětrnou stranou a prudce se svažující závětrnou stranou. Na návětrné straně, kde má vítr největší energii, dochází k erozi písku. Na

závětrné straně naopak dochází ke ztrátě energie větru a sedimentaci pískových částic, která vede k bočnímu nárůstu primárně ukloněných výběhových vrstev písku (*foresets*). Výsledkem je neustálý pohyb duny po směru větru. Jak se směry větru mění, dochází k migraci duny různými směry. Změny směru obvykle vedou k částečné erozi uložených písků a nové akumulaci písků v jiném směru. Výsledkem je **výmolové šikmé zvrstvení**. Na povrchu duny se velmi často tvoří **větrné čeřiny**. Na závětrné straně duny dochází ke gravitačnímu sesouvání lavin sedimentu, které se projevuje chaotickými deformacemi původního zvrstvení. Ergy migrují podobně jako duny. Eolické sedimenty jsou velmi dobře vytríděné a jejich zrna se vyznačují velmi dobrým zaoblením. Fosilní eolické sedimenty mají často načervenalou barvu, která vzniká tvorbou hematitu z nestabilních minerálů obsahujících železo. Červené zbarvení se obvykle zesiluje se stářím sedimentu.

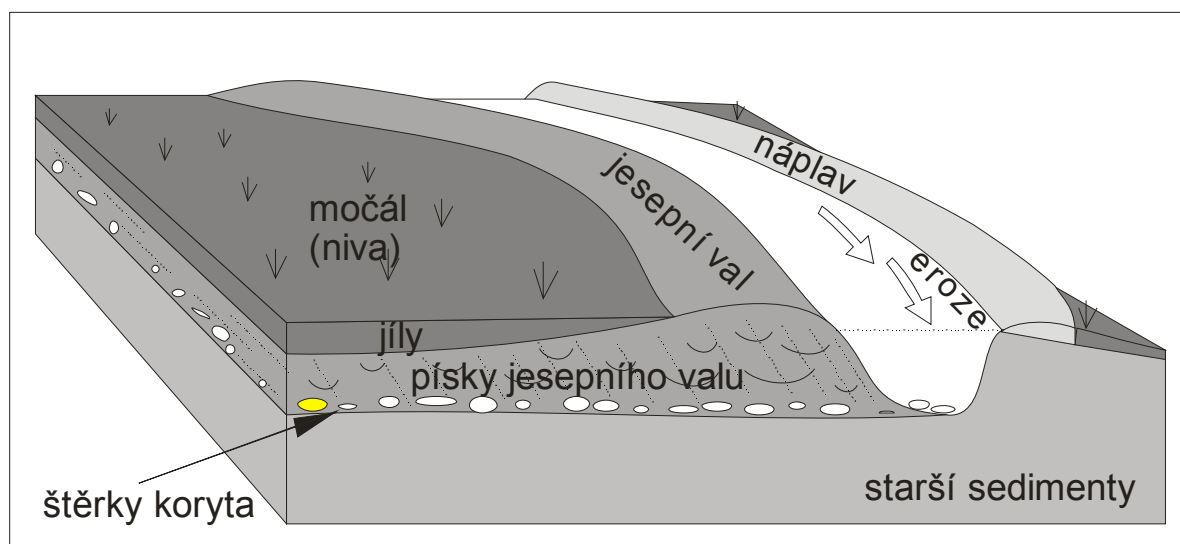
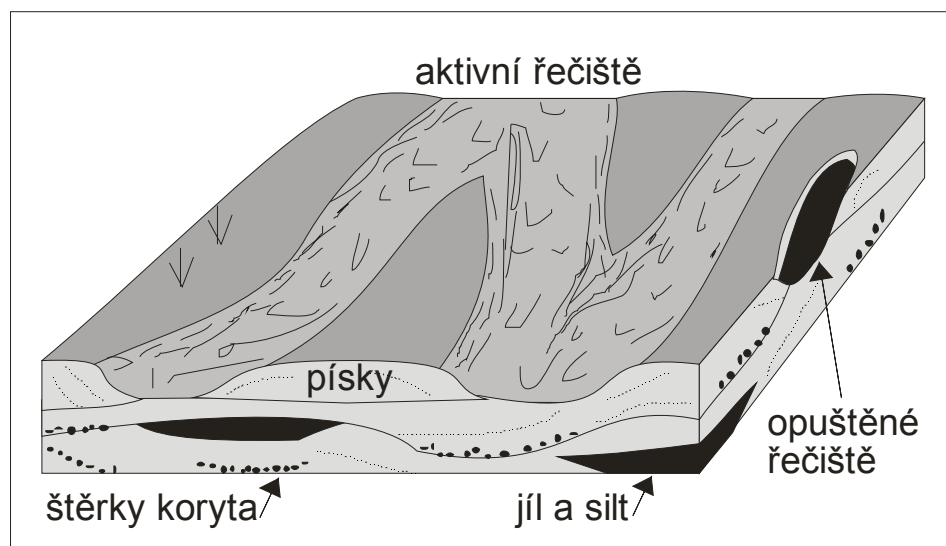
Ve **fluviálním prostředí**, tj. prostředí ve kterém je sedimentace významně ovlivněna říčními toky, vzniká celá řada sedimentárních těles a dílčích sedimentačních prostředí. K hlavním typům patří aluviální kužely, kuželové delty (*fan delta*), divočí a meandrující řeky.

Prostředí **aluviálního kužele** je charakterizováno intenzivní akumulací materiálu na okrajích horských pásem, v piedmontních (úpatních) oblastech. Sedimentace zde probíhá za převládajícího vlivu procesů vodních toků. Rychlý přínos klastického materiálu většinou z bodových zdrojů (ústí horských údolí) formuje na úpatích hor aluviální kužele. Povrch kužele má mnohdy značný sklon a je pokryt sítí koryt říčních toků. Hrubozrnné, špatně vytríděné a chemicky nezralé klastické sedimenty aluviálních kuželů jsou produktem dvou základních procesů: 1) sedimentace z gravitačních toků, a 2) sedimentace z vodních toků. První typ sedimentu je výsledkem gravitací vyvolaných sesuvů a skluzů na ukloněném nestabilním svahu kužele, a následného pohybu materiálu ve formě **úlomkotoků a bahnotoků**. Sedimenty úlomkotoků a bahnotoků vytvářejí jsou tvořeny facemi chaotických netříděných směsí balvanů, štěrku, písku a jílu. Druhý typ sedimentu obsahuje facie relativně dobře vytríděných štěrku s **výmolovým šikmým zvrstvením** a písku s **čeřinovým zvrstvením**. Fosilní kužele mohou obsahovat zbytky rostlin a ichnofosílie. Aluviální kužele jsou ve své proximální části zpravidla kontrolovány okrajovými poklesovými zlomy horského pásma, a neustálá subsidence podél těchto zlomů vede k akumulaci obrovských mocností sedimentů (10 km i více). Většina aluviálních kuželů přechází ve své distální části do říčních systémů specifického prostředí divočích řek. Sedimentární produkty obou prostředí jsou tak špatně rozlišitelné.

Jako **fan delta** se označuje kužel na pobřeží jezera nebo moře. Sedimentace je řízena podobnými faktory jako na subaerickém kuželu; pro fan delty jsou navíc charakteristické sedimenty **podvodních úlomkotoků a turbiditních proudů**, které se projevují jako facie hrubozrnných, chaotických, netříděných štěrku, které se střídají s gradovanými písky s náhlými skoky ve velikosti zrna.

Prostředí sedimentace z říčních toků se v zásadě dělí do dvou skupin: **prostředí divočích řek**, charakteristické pro oblasti s vyšší nadmořskou výškou, a **prostředí meandrujících řek** v oblastech s relativně malou nadmořskou výškou.

Prostředí divočích řek je úzce vázáno na distální části aluviálních kuželů, které jsou většinou ještě relativně značně ukloněné a postrádají vegetační pokryv. Tekoucí voda má v tomto prostředí velkou energii a ukládá převážně hrubozrnné sedimenty. Akumulace sedimentu probíhá mechanismem **laterální akrece**. Divočí řeky se skládají ze soustavy větvících a znovu se slévajících řečišť, oddělených podélnými valy. V **aktivním řečišti** se ukládají reziduální facie štěrku a písku s výmolovým šikmým zvrstvením. Tělesa jednotlivých facií si často zachovávají tvar výplně kanálu (řečiště). V **opuštěném řečišti** dochází k akumulaci facií jemnozrnných písku s čeřinovým zvrstvením a paralelně zvrstveného prachu (siltu) a jílu.



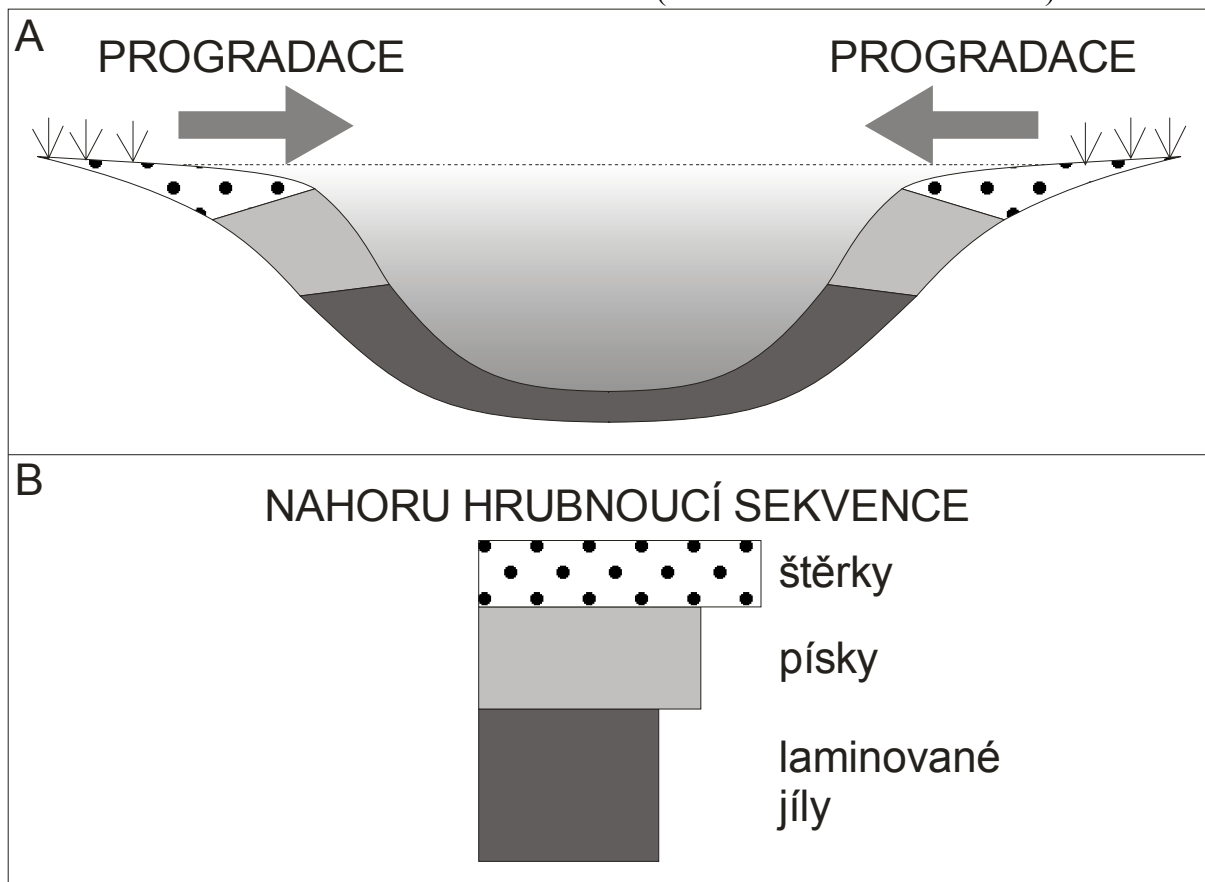
Obr. 12. Trojrozměrný model sedimentace v prostředí divočící řeky (nahore) a v prostředí meandrující řeky (dole), upraveno podle Mišík et al. (1985) a Stanley (1992).

Na rovinatém území v nížinách jsou říční toky omezené do jediného řečiště, které vytváří zákruty - **meandry**. Vznik meandrů v původně rovném toku je vysvětlován pomocí odchylovací síly zemské rotace - Coriolisovy síly. Meandry jsou postupně dále rozšiřovány laterální erozí vyvolanou odstředivou silou vody. Tekoucí voda v meandrující řece již nemá takovou energii jako ve silněji skloněných oblastech, a také přínos sedimentu je slabší. Meandrující řeka vytváří tři základní morfologické tvary s charakteristickými faciemi. Při vnějších okrajích meandru, kde má voda největší energii, dochází k laterální erozi břehů a na dně **říčního koryta** k ukládání **reziduálních štěrků**, často imbrikovaných, zatímco menší sedimentární částice zůstávají ve vodní suspenzi. Při vnitřních okrajích meandrů voda vlivem odstředivé síly ztrácí energii a ukládá relativně jemnozrnnější sedimenty na **jesepním valu**. Sedimenty jesepních valů představují převážně facie písků s **šikmým zvrstvením**. Sedimentace jesepních valů probíhá mechanismem bočního nárůstu - laterální akrece. Širší okolí řeky a vnitřní výplň oblouků tvoří **niva** někdy s vyvinutými močály. Niva je tvořena faciemi jílovců se zbytky rostlin, stopami po rostlinných kořenech a občasnými uhelnými slojkami (v humidním klimatu). Jemnozrnné sedimenty nivy jsou produktem záplav a jsou

ukládány mechanismem vertikální akrece. Migrace meandrů v prostředí meandrující řeky vytváří charakteristické sekvence ve kterých velikost zrna do nadloží klesá (**nahoru zjemňující sekvence**). Na bázi cyklu jsou reziduální šterky koryta řeky, v jejich nadloží šikmo zvrstvené sedimenty jesečních valů a cyklus je zakončen sedimenty nivy.

Sedimenty **lakustrinních** (jezerních) **prostředí** jsou na zemském povrchu poměrně vzácné ze dvou důvodů: 1) většina jezer má **malý plošný rozsah**, 2) jezera mají **krátkou dobu existence** (většinou méně než 1 mil. let, výjimku tvoří např. Bajkalské jezero, jehož stáří je 20 mil. let). Pro vývoj jezer mají rozhodující význam **přínos terigenního materiálu**, převážně vodními toky, otevřená či uzavřená **komunikace** s říčními toky, a **klima**. Podle komunikace s říčními toky (přítok a odtok) se jezera rozdělují na dvě skupiny: 1) **otevřené** jezerní systémy se stálým přítokem a odtokem, a **uzavřené** jezerní systémy bez odtoků. Voda v hydrologicky otevřených jezerních systémech je většinou dobře okysličená a v hlubších polohách může docházet k ukládání jemnozrnného sedimentu se sezónní vrstevnatostí (**varvity**) a občasnými jemnozrnnými turbidity. Dobrá okysličenost umožňuje život bentosu a sedimenty proto bývají často bioturbované. V hydrologicky uzavřených jezerních systémech dochází většinou ke separaci vodní masy na svrchní okysličenou vrstvu a spodní dysoxickou nebo anoxickou vrstvu. Anoxická vrstva jednak vylučuje bentózní život což vede k zachování laminace sedimentu, a jednak zamezuje oxidaci organické hmoty na CO_2 , což může vést k akumulaci nerozloženého organického materiálu na dně a vzniku facií **černých laminovaných jílovců** a **sapropelu**.

U břehů, v nejužším energetickém prostředí se akumuluje nejhrubší frakce sedimentů - šterky a písky. Dál od břehů, kde energie řek klesá se sedimenty zjemňují a v hlubších vodách nejdále od břehů sedimentují pouze uvedené jílovité facie. Zaplňování jezer probíhá od břehů do středu. Jak se jezero v čase vyplňuje, pobřeží se posouvá směrem do středu a pobřežní šterky a písky **progradují** přes jílovité facie. Výsledkem je potom ve vertikálním průřezu sekvence ve které velikost zrna do nadloží vzrůstá (**nahoru hrubnoucí sekvence**).



Obr. 13. Schematizovaný průřez jezerními sedimenty, šipky naznačují směr vyplňování jezera (A), a do nadloží hrubnouce vertikální sekvence vznikající v důsledku progradace příbřežních sedimentů (B).

Tyto sledy jsou často ovlivněny klimatem. Aridní klima způsobuje časté vysychání jezer a přerušování sedimentace. Jezera v aridních oblastech jsou často vyplňována **evapority**. V tropickém humidním klimatu mohou být postupně vyplňována jezera pokrytá hustou vegetací a nahoru hrubnouce sekvence jsou pak často překryty **uhlonosnými sedimenty**. V chladném klimatu vznikají typické **varvity** s **dropstony**. Mezi diagnostická kritéria fosilních lakustrinních sedimentů patří: - nepřítomnost typicky mořských organismů (např. koráli) a malá diverzita fauny, zachovaná sezónní laminace v důsledku nepřítomnosti infauny, genetická návaznost na okolní kontinentální sedimenty, atd..

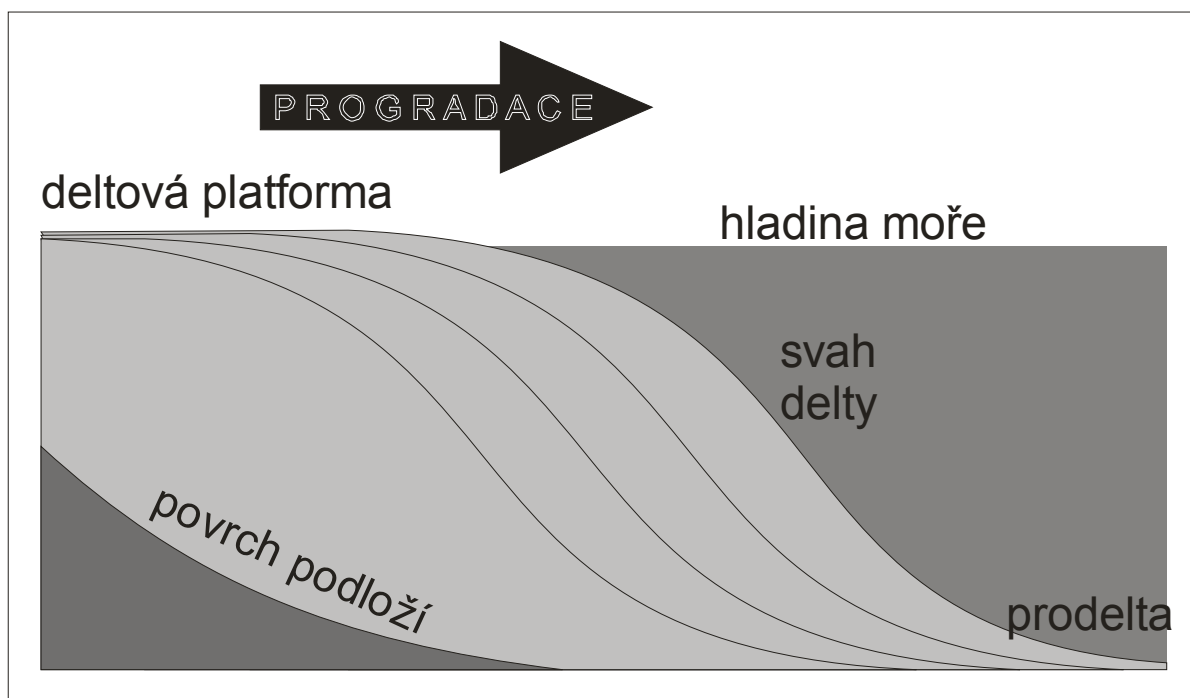
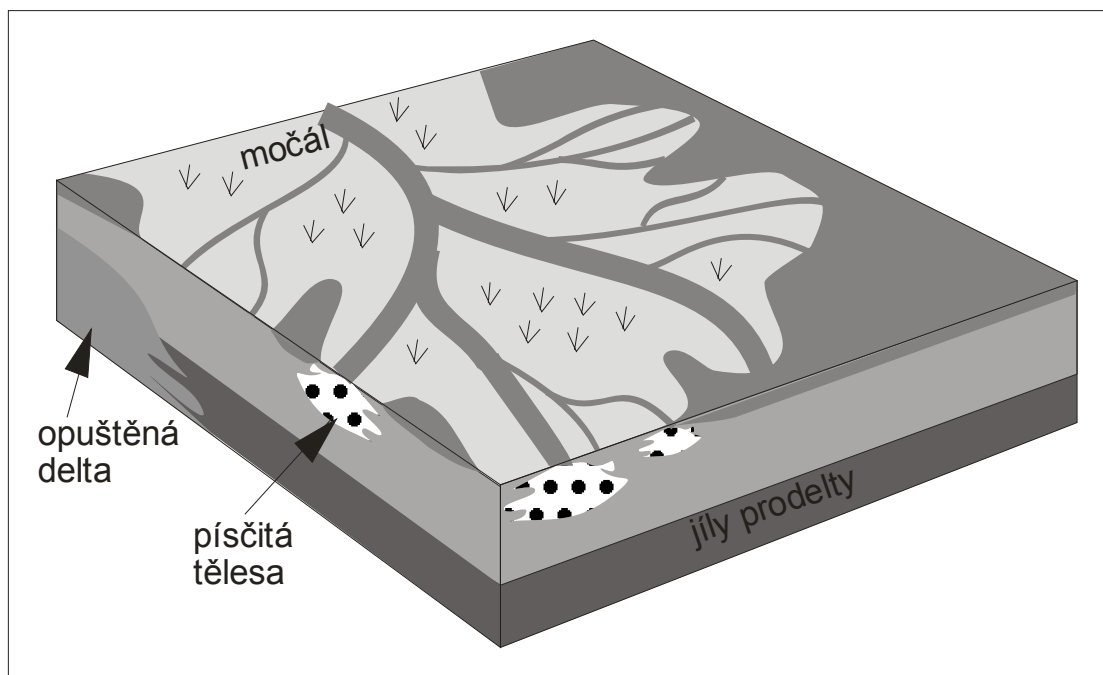
Zvláštní skupinou hornin velmi často řazených k sedimentům jsou horniny **reziduální**, které vznikají rozpadem zdrojové horniny mechanickými nebo chemickými procesy a odnosem části původního materiálu. Zbytkový materiál se potom nazývá reziduální hornina nebo též **eluvium**. K typickým reziduálním jílovitým horninám patří **bauxity** a **laterity**, které vznikají intenzivním chemickým zvětváváním výrazně ovlivněným klimatem.

V terestrickém prostředí se vyskytuje celá řada dalších typů sedimentárních hornin, které jsou, především z historických důvodů, zatíženy celou řadou synonymických názvů. V kvartérní geologii se hojně používají termíny deluviální a deluviofluviální sedimenty. **Deluviální** sedimenty jsou subaerické svahové sedimenty, transportované gravitačními pohyby (srov. aluviální kužely). **Deluviofluviální** (splachové) sedimenty vznikají ronovým transportem na rozhraní mezi prostředím svahovým a fluviálním. Jejich výskyt je vázán především s výrazným odlesňováním v holocénu a následnou erozí svahových sedimentů.

1.4.2.2.2. PŘECHODNÁ SEDIMENTAČNÍ PROSTŘEDÍ

Deltové prostředí vzniká při ústí říčních toků do moře v místech, kde dochází ke zpomalování až úplnému zastavení proudu řek. Ztráta energie vede k vyvádění sedimentárních částic z vodní suspenze a rychlé akumulaci uloženin většinou v tělesech vějířovitého tvaru - **deltách**. S postupným zpomalováním toku sedimentují nejbliže řečišti hrubozrnná klastika, a dále směrem do otevřené moře potom jemnozrnné písky, silt a jíly. V podélném průřezu od řečiště do moře dělíme delty na tři části - **deltová platforma**, **deltový svah** a **prodelta**. Deltová platforma je budována sítí rozvětvených **říčních kanálů**, vyplněných **pískem a siltem s šikmým zvrstvením**. Písky se také akumulují mimo kanály ve formě valů a plochých písčín na čele delty. Na rozsáhlých plošinách mezi kanály, většinou pokrytých hustou vegetací, sedimentují facie jílovců se zbytky rostlin a stopami po rostlinných kořenech, popřípadě dochází k ukládání **uhelných slojí**. Deltový svah se sklání od čela delty směrem do moře. Hloubky dosahují pod bázi vlnění, a proto se ukládají jemnozrnné sedimenty, **silty a jíly**. Sedimentace probíhá postupným ukládáním ukloněných výběhových vrstev (*foresets*) mechanismem laterální akrece. Na rozdíl od deltové platformy je deltový svah obydlen **mořskou faunou**. Navíc sedimenty svahu obsahují hojně úlomky rostlinného původu. Na prodeltě se úklon svahu opět zmenšuje, a dochází k ukládání **jílů a jílovců**. Rychlá sedimentace jemnozrnných částic na prodeltě obvykle zamezuje život bentózní fauny což má za následek absenci bioturbace a zachování primární **paralelní laminace** jílovců. V případě, že proces ukládání deltových sedimentů není narušován nepříznivými vlivy (změny výšky hladiny moře, vnoření nebo subsidence, přerušování přísunu sedimentu), musí být materiál přinášející řekou ukládán stále dále a dále směrem do moře a delta tak **prograduje**.

Ve vertikálním sledu progradující delty se objevuje sekvence ve které velikost zrna do nadloží vzrůstá (**nahoru hrubnoucí sekvence**) od bazálních jílu prodelty, siltů a jílu deltového svahu až k pískům, siltům, jílovcům a uhlonosným sedimentům deltové platformy.



Obr. 15. Trojrozměrný model sedimentace na deltě s převažujícím vlivem řeky (nahore). Řez deltovými sedimenty s vyznačením progradace sedimentů deltové platformy a deltového svahu (dole), upraveno podle Stanley (1992).

Nahoru hrubnoucí cykly se vertikálním průřezem často opakují a především sedimenty prodelty mohou dosahovat obrovských mocností (několik km). Obrovské akumulace

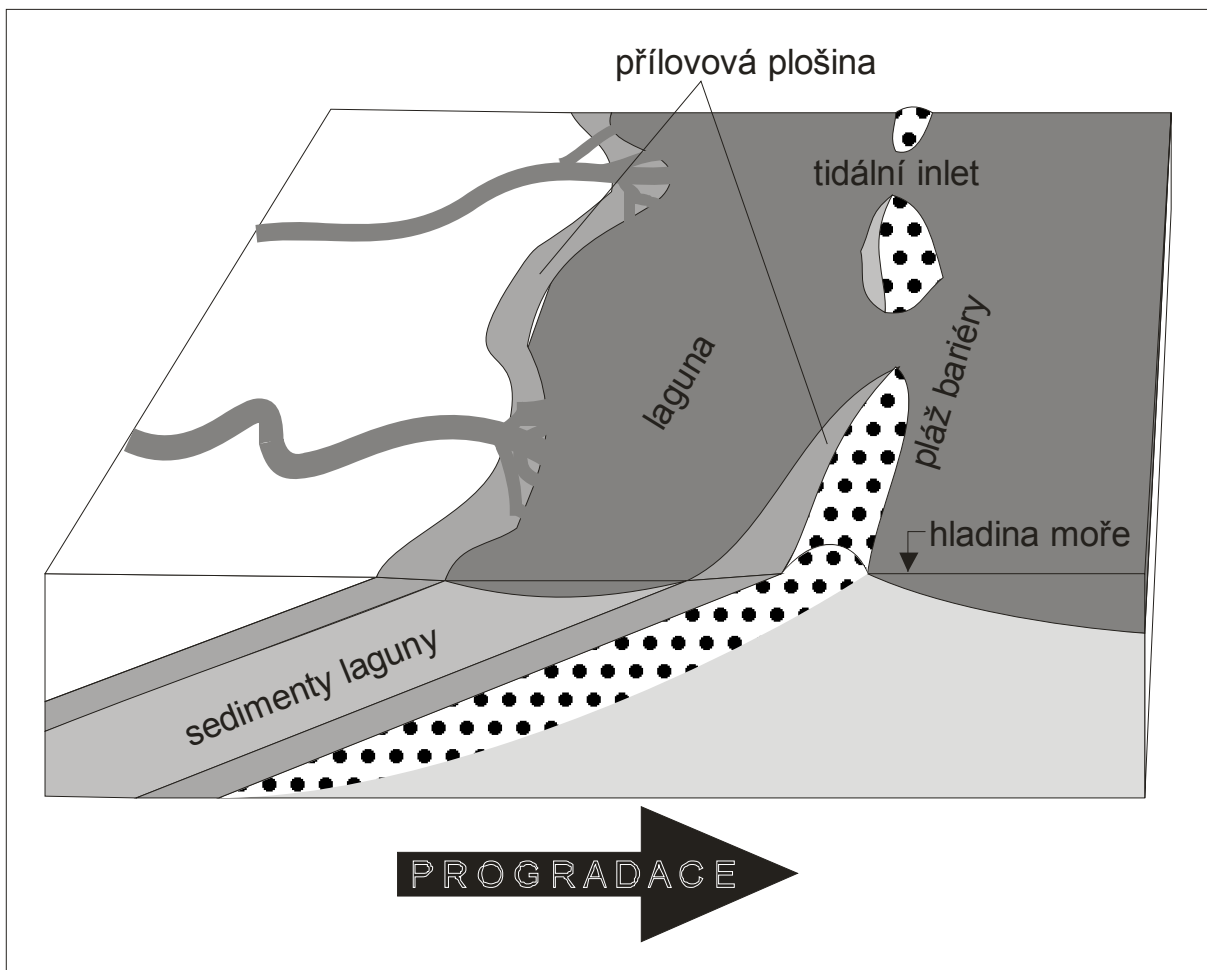
deltových sedimentů jsou umožněny plynulou subsidencí delty podél poklesových zlomů v důsledku **přetížení** přinášeným sedimentem.

Na tvar delty a faciální charakteristiku sedimentu mají zásadní dopad tři faktory: přísun sedimentu řekou, mořské vlnění a mořské dmutí (příliv a odliv). Podle významu jednoho z nich se delty dělí na delty s **převažujícím vlivem řeky** (například Mississippi, Pád) kterým nejlépe odpovídá výše uvedená faciální a stratigrafická charakteristika, delty s **převažujícím vlivem vlnění** (např. Rhône) a delty s **převažujícím vlivem dmutí** (např. Ganga).

1.4.2.2.3. MOŘSKÁ SEDIMENTAČNÍ PROSTŘEDÍ

Prostředí komplexu **bariérových ostrovů** a laguny lemují rozsáhlé části mořských pobřeží. Vznik bariérových ostrovů je spojen s příbojovými a přílivovými vlnami. V důsledku vlnění dochází na pobřeží ke kumulaci vodní masy, která potom vlivem gravitace proudí zpět do moře za vzniku specifických proudů běžících podél pobřeží. Voda těchto proudů je nasycena sedimentem, který v jisté vzdálenosti od břehu, vlivem hydrodynamického zpomalení proudu, vypadá na dno a vytváří rovnoběžně s březní linií písčité hřbety a později bariéry ostrovů. Menší část ostrovů může být také dotována písčítým materiálem z delt s převládajícím vlivem vlnění. Břehy ostrovů sklánějící se k moři jsou pokryty plážemi budovanými faciemi **písků s horizontálním zvrstvením** nebo **šikmým zvrstvením o malém úhlu úklonu**. Směrem do moře je časté **čeřinové zvrstvení**. V centrální části ostrova se ukládají **eolické písky** ve formě dun. Do oblasti mezi ostrovem a pevninou proniká voda a vzniká **laguna**. Laguny jsou typické nedostatkem hrubozrnnějšího materiálu, protože jsou od vysokoenergetického prostředí pláží chráněny komplexem ostrovů. V lagunách dochází k akumulaci **jílů** a **písčitých jílů**. Pokud je laguna cílem přínosu většího množství sladké vody z aktivní říční sítě, jsou její vody **brakické**, což se odráží v charakteru fauny. V aridním klimatu s nedostatkem přísunu říční vody bývají laguny **hypersalinní** a sráží se v nich **evapority**. Břehy lagun jsou většinou ploché a plošně rozsáhlé a vyznačují se přítomností **přílivových plošin**, kde se ukládají písky a jílovité písky s množstvím charakteristických sedimentárních textur (viz. níže).

Spojení laguny s otevřeným mořem je zajištěno **přílivovými a odlivovými úžinami**, což jsou úžiny mezi jednotlivými ostrovy. Dno přílivových úžin je pokryto písčítými valy běžícími zhruba kolmo ke komplexu ostrovů a rovnoběžně se směrem proudění vody v úžině. V oblastech s dostatečným přísunem terigenního klastického materiálu komplex bariérových ostrovů s lagunou **prograduje**, což vede k charakteristické vertikální sekvenci ostrov - laguna - přílivová plošina).



Obr. 15. Trojrozměrný model sedimentace v prostředí komplexu bariérových ostrovů s vyznačením základních morfologických tvarů, upraveno podle Stanley (1992)

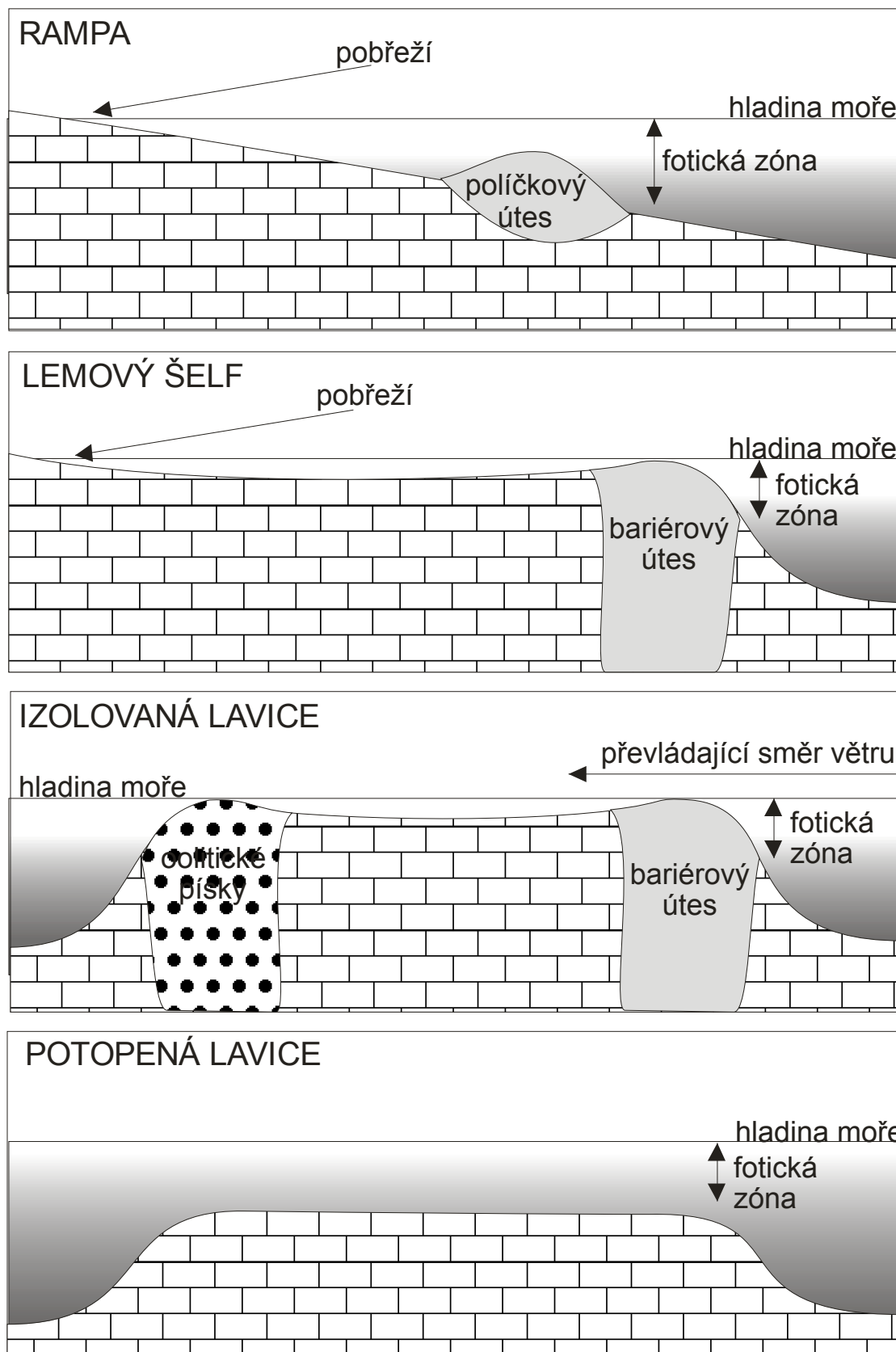
Přílivové plošiny představují specifické depoziční prostředí. Kromě morfologie pobřeží je vznik přílivových plošin kontrolován především výškou dmutí a příbojovým vlněním. Obecně vzato se břehy mořských nebo velkých jezerních pánví dělí na: 1) pobřeží s převažujícím vlivem vlnění a 2) pobřeží se smíšeným vlivem vlnění a dmutí, které zhruba odpovídají mikrotidálu a mezotidálu, s výškou dmutí do 4 m; a 3) pobřeží s převažujícím vlivem dmutí, které většinou odpovídá makrotidálu (výška dmutí přesahuje 4 m), a na kterém se hojně vyskytují rozsáhlé přílivové plošiny. Přílivové plošiny jsou periodicky zaplavované během přílivu a vynořené během odlivu. Přílivové plošiny jsou vyplňované siliciklastickými jíly a písky s častou paralelní laminací, šikmým zvrstvením a křížovým zvrstvením typu „*herringbone*“. Silné proudění, které vzniká v důsledku dmutí, vytváří **kanály**, které jsou vyplňovány brekciemi se schránkami organismů, jílovitými intraklasty a písky se šikmým zvrstvením. Přílivové plošiny mohou být vyplňovány také karbonátovými sedimenty. Vlivem absence heterotrofních organismů dochází na karbonátových plošinách k autoproduktivní tvorbě CaCO_3 řasami a cyanobaktériemi v podobě **řasových povlaků**, jejichž akumulace se také označují jako **stromatolity**. Na přílivových plošinách se akumulují velmi různorodé facie s celou řadou sedimentárních textur - kanály vyplněné brekciemi, tepee textury, šikmé zvrstvení, otisky dešťových kapek atd.).

Jako **šelf** se označují často rozsáhlé okrajové součásti kontinentů zalité mělkým mořem (max. do hloubky 200 m). Šelf se obvykle rozděluje na tři hloubkové zóny: nízkenergetickou zónu pod bází bouřkového vlnění, střední vysokoenergetickou zónu, a nejsvrchnější příbřežní

zónu (viz výše). Na šelfech dochází k akumulaci klastických nebo karbonátových sedimentů. Podle toho se šelfy dělí na **klastické** a **karbonátové**.

Podle převažujícího typu sedimentaci lze jak klastické tak karbonátové šelfy rozdělit na šelfy s **převažujícím vlivem dmutí** a šelfy s **převažujícím vlivem bouřkové činnosti**. U prvního typu se ve vysokoenergetické zóně vytvářejí **výčasové písčité hřbety** ve směru rovnoběžném s přílivovými a odlivovými proudy. Hřbety jsou budovány dobře tříděnými písky s šikmým zvrstvením; jejich výška dosahuje několika metrů. Dobrým recentním příkladem šelfu s výčasovými písčítými hřbety je převážná část Severního moře. Druhý typ je charakteristický výskytem bouřkových resedimentovaných vrstev - **tempestitů**. Tempestity se řadí mezi tzv. událostní (vyvolané jednorázovou událostí) sedimenty. Jejich vznik je vázán na silné, většinou tropické bouře, během nichž voda o vysoké energii eroduje již jednou usazený sediment, zvrhne jej do suspenze a opětovně ukládá. Vlivem silného bouřkového vlnění se v příbřežních oblastech akumuluje vodní masa, která potom zpětně proudí do moře a vytváří nárazové vlny („*surges*“), které erodují a transportují sediment do hlubších vod. Pro tempestity jsou charakteristické **erozní výmoly** na bázi vrstev, hrubozrnné **reziduální** sedimenty, **gradační zvrstvení** a především tzv. **hřbítkovité zvrstvení** neboli **HCS** („*hummocky cross stratification*“). Tempestity se dělí na proximální a distální. Distální tempestity se ukládají v hloubkách 30 až 100, vzácně i více metrů. Trvalejší nárazové vlny mohou být stočeny působením Coriolisovy síly do směru zhruba rovnoběžného s pobřežím a vytvářet tak specifický proudový režim **geostrofických proudů**, které ukládají vrstvy šikmo zvrstveného jemnozrnného písku a prachu.

Všechny uvedené sedimentační procesy na šelfech jsou svázány s uložením transportovaného materiálu v prostředí siliciklastické i karbonátové sedimentace. Alternativním způsobem sedimentace je vlastní tvorba materiálu v místě jeho ukládání - **autoproduktivita** - která je omezena pouze na karbonátové typy šelfů. Maximum autoproduktivity je soustředěno na tvorbu tzv. organických nárůstů neboli **bioherm** a **biostróm**. Biohermy jsou vyvýšené struktury budované skelety organismů. Jedním z nejznámějších typů bioherm je **útes (rif)**, vytvářející pevnou vlnovzdornou strukturu. Biostrómy jsou nevyvýšené vrstevnaté struktury vznikající autoproduktivním růstem organismů. Jedním z typů biostróm jsou již výše uvedené stromatolity. Karbonátové šelfy mají rozmanitou morfologii a dělí se na několik základních typů: **rampa**, **šelf lemovaný útesy**, **izolovaná lavice** a **potopená lavice**. Karbonátové rampy jsou šelfy o stálém mírném úklonu, které se svažují od pobřežní zóny do hloubek několika set metrů. Místa jsou pokryta menšími tzv. **políčkovitými útesy** (patch reefs). Lemový šelf má velmi malý úklon (v průměru 0,2 °), a je na svých okrajích ohraničen **bariérou útesů** nebo **oolitických písčín**. Za touto bariérou se šelf prudce svažuje pod značným úhlem (4 až 50 °) do velkých hloubek (stovky až první tisíce m). Izolovaná lavice má podobnou konfiguraci jako lemový šelf. Na rozdíl od něj si však nezachovává spojení s pevninou ale je od ní oddělena mořem o značných hloubkách (několik set až několik tisíc metrů).

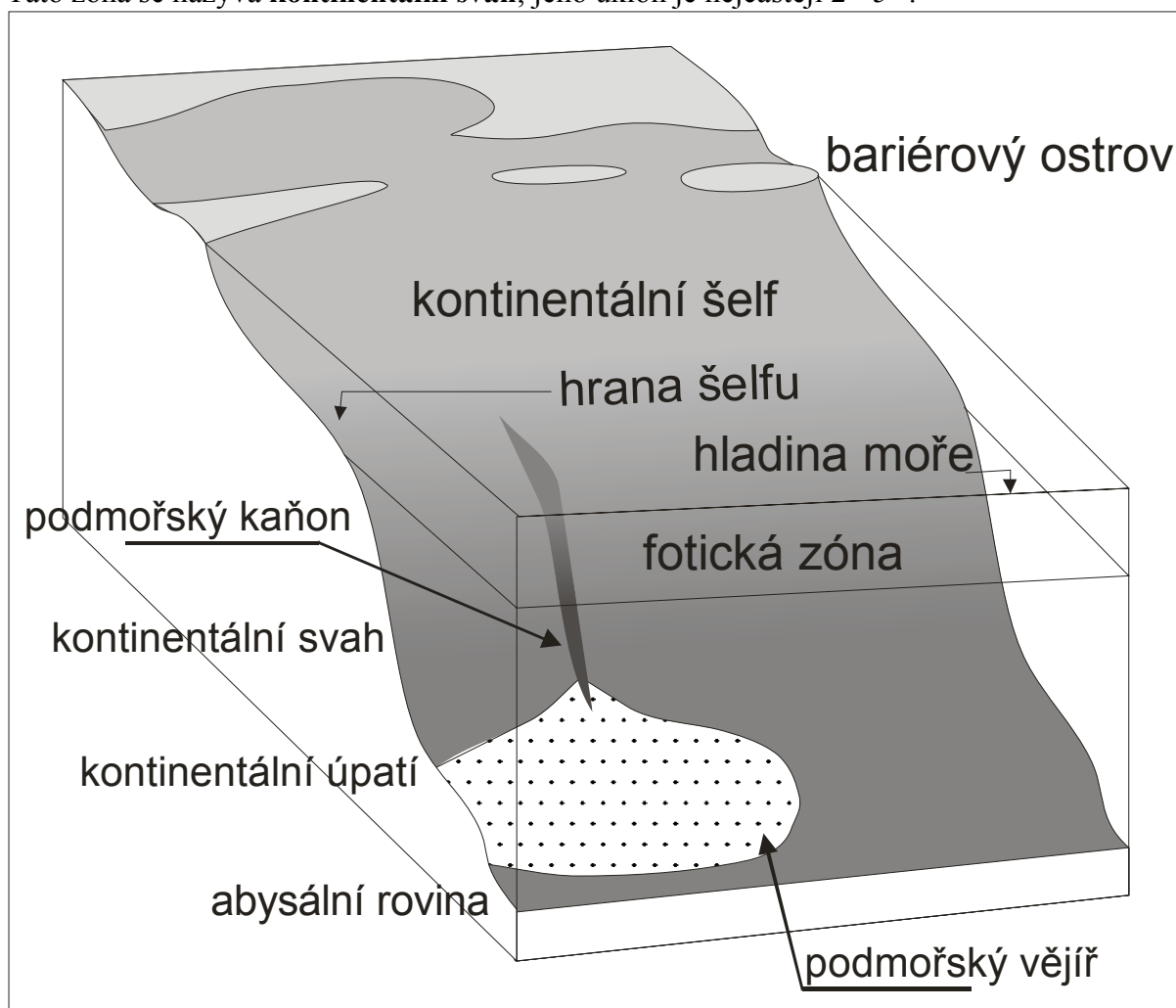


Obr. 16. Základní morfologické typy karbonátových šelfů s vyznačením pozice organických nárůstů (útesů).

Mimo autoproduktivní růst dochází na všech těchto typech šelfu k běžnému transportu a sedimentaci materiálu (výčasové hřbety, tempestity atd.). Potopená lavice leží v hloubkách, ve kterých některé skupiny organismů produkujících CaCO_3 , nepřežívají. Materiál je dotován převážně z vodní suspenze (pelagické organismy, viz sedimentace v pelagickém prostředí), rychlost sedimentace je malá a místy se vytvářejí stratigraficky kondenzované sledy.

Zvláštním typem karbonátových těles jsou **atoly** - kruhové nebo podkovovité platformy s lemem útesové bariéry a centrální lagunou. Vznik atolů je tradičně vysvětlován pomocí poklesávajícího podloží podmořských vulkánů, které se z abysálních hloubek zvedají k hladině oceánu (Darwin). Atoly však mohou vznikat i v prostředí kontinentálního okraje nebo v epikontinentálních mořích.

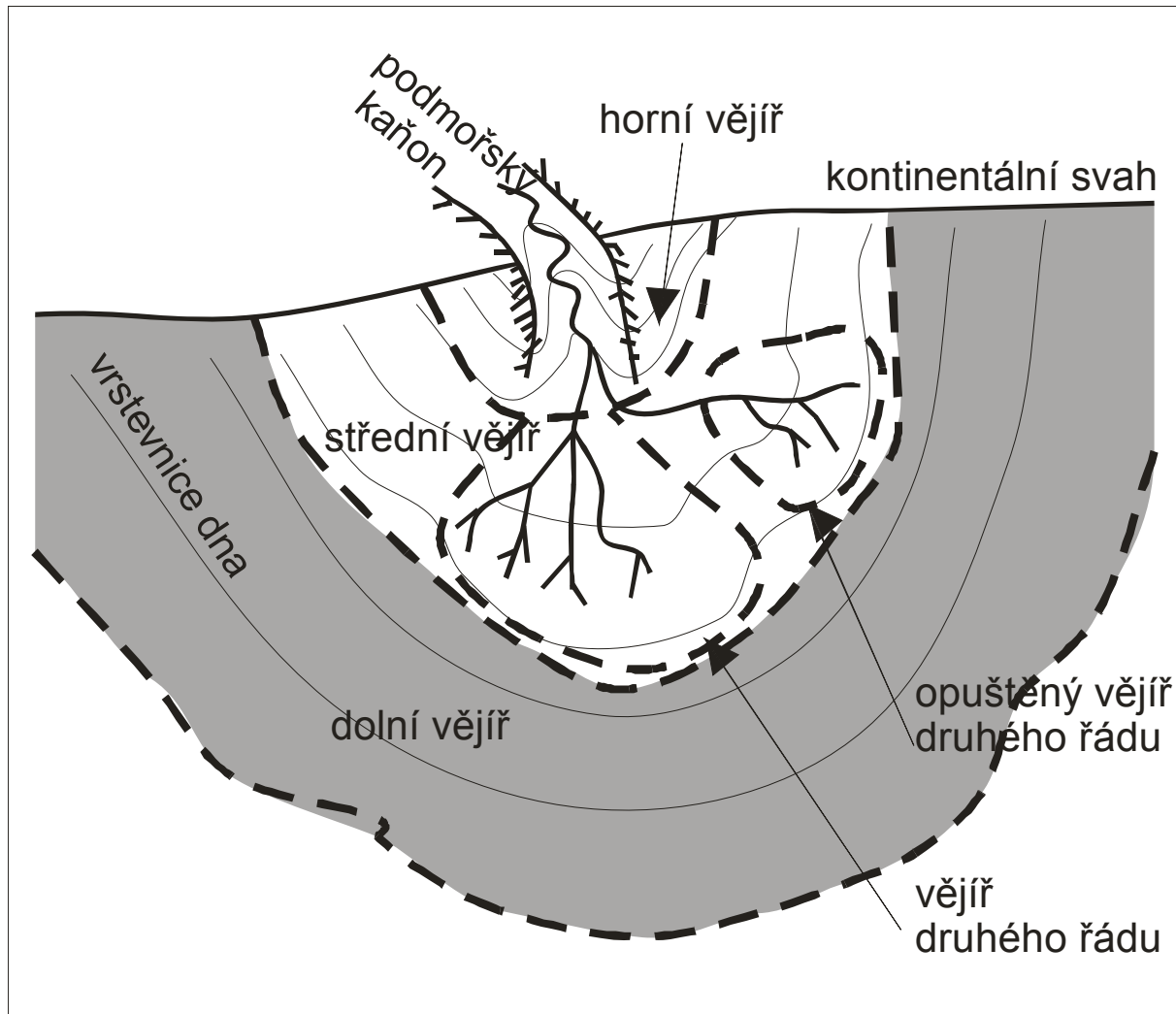
Prostředí **kontinentálního svahu a úpatí**. Za vnější hranou klastického nebo karbonátového šelfu se hloubka vody rychle zvyšuje díky relativně velkému úklonu mořského dna. Tato zóna se nazývá **kontinentální svah**; jeho úklon je nejčastěji 2 - 5 °.



Obr. 17 Základní morfologické členění kontinentálního okraje, upraveno podle Stanley (1992).

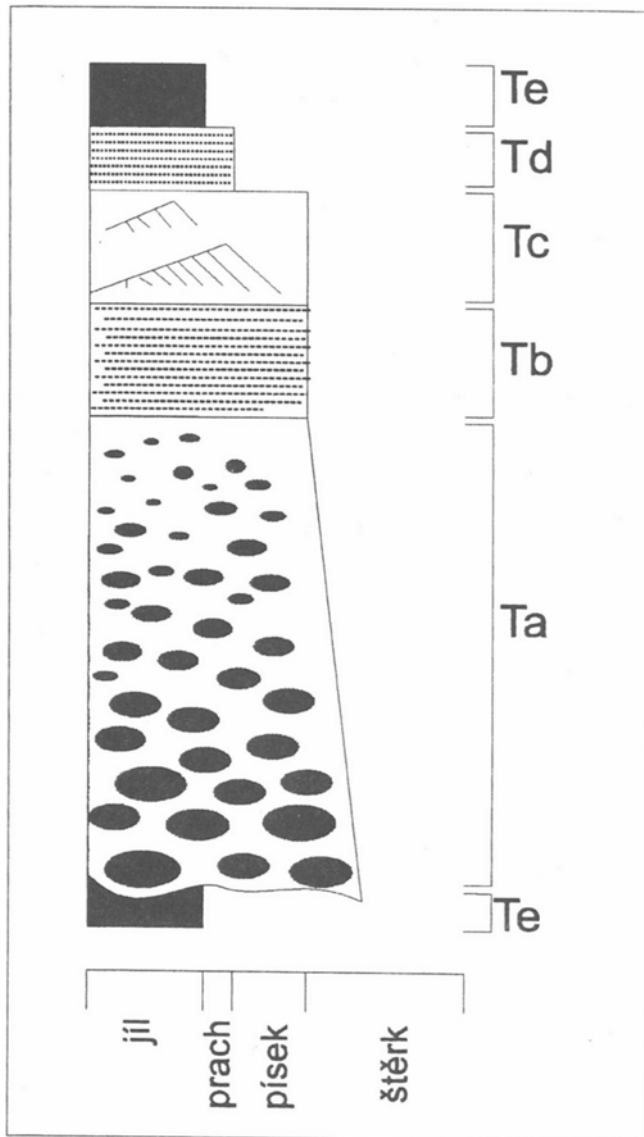
Úklon svahu způsobuje gravitační přesun sedimentu v podobě **gravitačních toků** do **kontinentálního úpatí**, kde se tento sediment akumuluje převážně v podobě **podmořských vějířů**. Na svahu samotném převládá sedimentace jemnozrnných jílu a prachu s častou bioturbací (hemipelagická sedimentace); tyto sedimenty jsou velmi často postiženy **skluzy** a

sesuvy, podobně jako v subaerickém prostředí. Dalším důležitým svahovým procesem je eroze která vytváří lineární deprese (**podmořské kaňony**). Na podmořském vějíři je sediment distribuován pomocí **kanálů**, zpravidla vyplněných gradačně zvrstvenými hrubozrnnými polymiktními štěrky a písky. Kanály ústí do rozsáhlých **laloků**, v nichž se akumuluje jemnozrnnější frakce - písky a jíly uložené sedimentací z **turbiditních proudů**.



Obr. 18. Půdorysný model podmořského vějíře s vyznačením základních morfologických tvarů, upraveno podle Normark (1978).

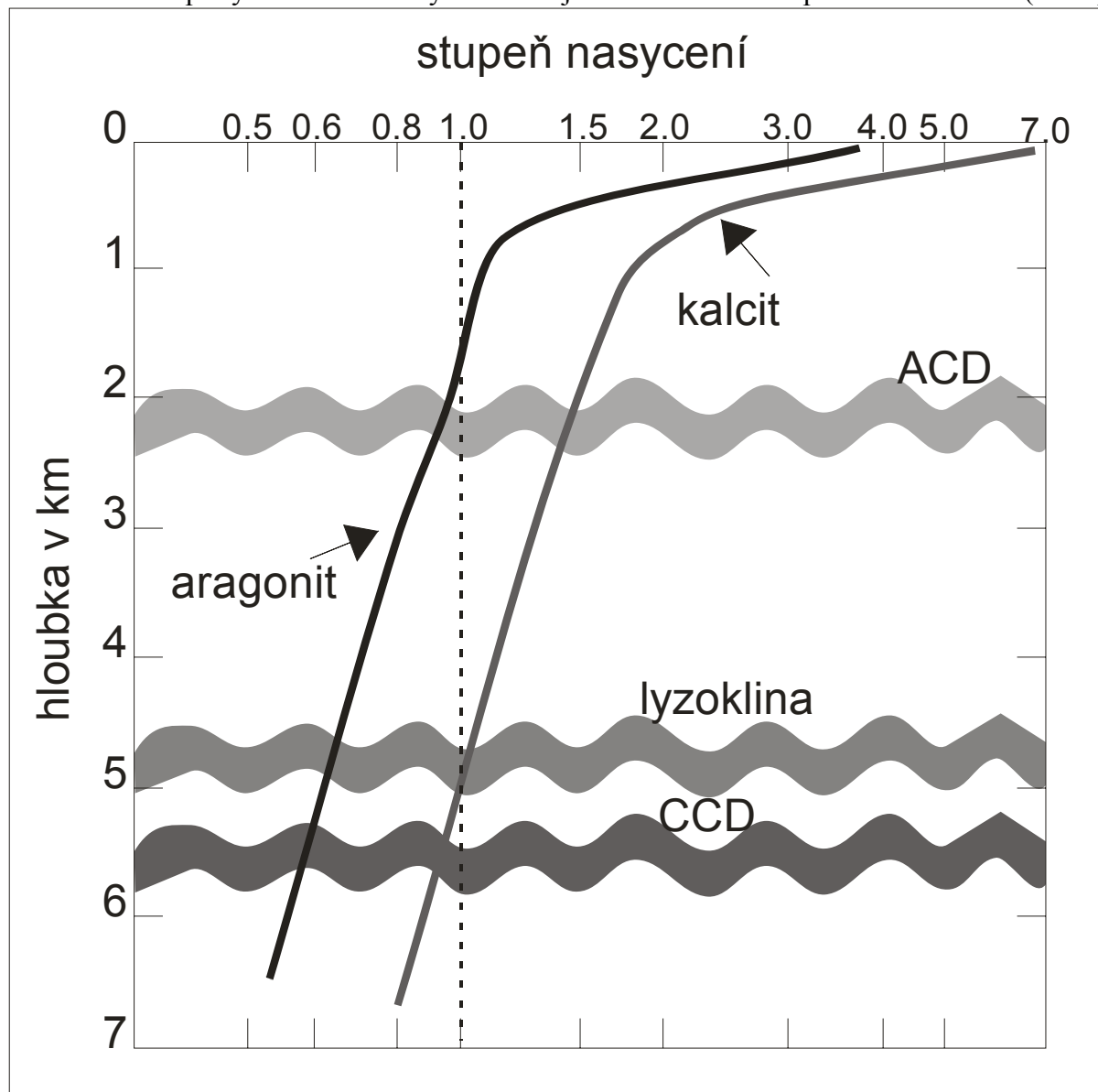
Turbiditní proudy jsou pohybující se tělesa převážně turbulentně proudící vodní suspenze se zvrstveným sedimentem, poháněné díky zvýšené hustotě vůči okolní vodě po svahu dolů. Tyto proudy patří mezi nejdůležitější transportní činitele zajišťující přínos materiálu do hlubokovodního prostředí. Vrstvy, vzniklé uložením z turbiditních proudů, **turbidity**, patří podobně jako tempestity, do skupiny událostních sedimentů a vyznačují se idealizovaným sledem gradačně zvrstvených písků (Ta), paralelně zvrstvených písků (Tb), písků až prachů s čehinovým zvrstvením (Tc), paralelně laminovaného prachu až jílu (Td) a konečně masivního jílu (Te) - tzv. **Boumovou sekvencí** (Ta - e). Boumova sekvence je jedním z charakteristických znaků sedimentace z turbiditních proudů. V prostředí karbonátové sedimentace se vrstvy uložené turbiditními proudy nazývají **kalciturbidity** nebo **alodapické vápence**.



Obr. 19. Idealizovaný profil turbiditem - vrstvou uloženou turbiditním proudem; Ta - Te: divize Boumovy sekvence se schematizovaným typem zvrstvení, dole: velikostní frakce - jííl - prach (silt) - písek - štěrk..

Jako **pelagické prostředí** se označuje většinou nejhlubší část dna vodních nádrží (jezer, moří, oceánů), kam již nedosahuje vodní transport klastického materiálu. Hlavním zdrojem materiálu pro sedimentaci je pomalé vypadávání velmi malých částic z vodní suspenze. Tyto částice mohou být biogenní - schránky planktonu a nektonu, nebo abiogenní - klastické nebo vulkanogenní prachové částice naváté větrem a kosmogenní částice. Dalším zdrojem materiálu jsou minerály vznikající podmořským zvětráváním vulkanických hornin (jílové minerály, zeolity). Sedimentací abiogenních částic vznikají **rudé** a **zelené oceánské jíly**. Sedimentací biogenních částic vznikají **vápnitá bahna** nebo **křemitá bahna**, nazývaná podle hlavní biogenní složky: vápnitá **globigerinová bahna** (podle planktonních foraminifer), vápnitá **pteropodová bahna** (podle planktonních gastropodů), křemitá **radiolariová bahna** (podle radiolárií) nebo křemitá **diatomová bahna** (podle rozsivek). Hlavním kritériem pro

sedimentaci vápnatých nebo křemitých bahen je karbonátová kompenzační hloubka (CCD).



Obr. 21. Křivky závislosti nasycení mořské vody vzhledem k aragonitu a kalcitu na hloubce mořské vody pro současný Atlantik. Vlnovkou jsou vyznačeny kompenzační hloubka aragonitu (ACD) a kalcitu (CCD), lyzoklina je hloubková úroveň, ve které rychle vzrůstá rychlost rozpouštění kalcitu ale ve které se ještě vyskytují pelagické karbonáty. Upraveno podle Broecker (1974).

Hlubokooceánská voda má v důsledku podsyčení vzhledem k CaCO_3 schopnost rozpouštět karbonáty. Tyto její schopnosti vzrůstají s narůstajícím obsahem rozpuštěného CO_2 , který je řízen mnoha faktory - obsahem O_2 , prouděním, stářím vody atd.. Hloubka, ve které je rychlost rozpouštění CaCO_3 vyšší než jeho přísun sedimentací se označuje jako CCD, a pod touto úrovní se vápnatá bahna neukládají. Hloubka CCD je v moderních oceánech v rozmezí 4,5 - 6 km. Rychlost sedimentace v pelagickém prostředí je nízká, řádově několik mm za tisíc let.

1.4.3. ZÁKLADY PÁNEVNÍ ANALÝZY

Analýza sedimentačních pánví - **pánevní analýza** - představuje komplexní metodický přístup ke studiu sedimentačních pánví, který obsahuje stratigrafické, sedimentologické, faciálně analytické, paleoekologické, tektonické a další údaje, s cílem modelovat vývoj pánví v kontextu tektoniky litosférických desek. Tento obor prožívá v posledních několika desetiletích značný rozmach díky kterému byly vytvořeny základní modely sedimentace v rozdílných typech geotektonického prostředí - na deskových rozhraních i uvnitř desek.

Fosilní **divergentní desková rozhraní** jsou zaznamenány v sedimentárních a vulkanosedimentárních výplních **riftovéch pánvích** a **pánvích pasivních kontinentálních okrajů**, nebo jejich reliktech. Dómovité vyklenutí iniciálního kontinentálního riftu je někdy dokumentováno **erozí**. Směry říčních sítí ukazují koncentrickou stavbu se smyslem proudění od centra riftingu. Následná fáze rychlé subsidence korových bloků je indikována sedimentací obrovských mocností **kontinentálních siliciklastik** (aluviální kužely, jezerní sedimenty) a posléze mořskou transgresí. Fáze kontinentálního riftingu je doprovázena žilnými a výlevnými produkty **bazického alkalického magmatismu**. Mezi první mořské sedimenty na riftu patří velmi často **evapority**. Po odtržení kontinentálních bloků je riftový vulkanosedimentární komplex typicky zachován na jednom z pasivních okrajů, které lemují mladý oceán.

Pro **pánve pasivního kontinentálního okraje** je typická stálá subsidence, která vede k akumulaci několik km až desítek km mocných sedimentárních komplexů. Typické jsou sedimenty **deltového prostředí** a širokých **siliciklastických i karbonátových šelfů** a hlubokomořské sedimenty **kontinentálního svahu a úpatí**.

Spreadingová centra - středoocéánské hřbety - se vyznačují silnou magmatickou a hydrotermální aktivitou, která převažuje nad sedimentací. Typickými produkty magmatismu jsou primitivní bazaltoidní deriváty - **oceánské tholeiity**. Hlavním zdrojem materiálu pro sedimentaci je pelagický snos z vodního sloupce. Protože většina středoocéánských hřbetů se tyčí nad úroveň CCD, často na nich sedimentují pelagické karbonáty. Magmatickou a hydrotermální alterací karbonátových pelagitů vznikají specifické horniny - **ofikarbonáty**. Vlivem termální subsidence klesá oceánské dno, vzdalující se od spreadingového centra, pod CCD a začínají převládat nekarbonátové pelagity (zelené a rudé jíly, radiolariová bahna).

Pro stádium zralého a starého oceánu je charakteristický výskyt **abysálních oceánských pánví** - širokých rovin ve kterých jedinými zdroji sedimentačního materiálu jsou převážně biogenní sedimentace z vodního sloupce, ojedinělé turbiditní proudy a rozpad vulkanického materiálu oceánské kůry. Pro tyto pánve jsou tedy typické pelagické, převážně biogenní sedimenty (karbonátové nebo křemité, v závislosti na poloze vůči CCD).

Subdukční zóny jsou v horninovém záznamu indikovány sedimenty, které se hromadí v okolí **hlubokomořského příkopu**. Patří k nim sedimentární asociace typicky tvořená hlubokovodními sedimenty podmořských vějířů a pelagickými sedimenty (tzv. flyš, viz. kapitola 1.4.2.1.). Tyto sedimenty jsou vlivem konvergence desek shrnovány do podoby **akrečního klínu**. Do akrečního klínu jsou shrnovány také sedimenty oceánské dna podsouvané desky, malé magmatické fragmenty oceánské kůry a sedimenty přemístěné gravitačními procesy z prostoru magmatického oblouku i podsouvané desky. Tato vulkanosedimentární směs je kompresně drcena do podoby tektonické megabrekcie - **melanže**. Do akrečního klínu jsou díky procesu **obdukce** vzácněji shrnuty i rozsáhlé šupiny oceánské kůry, často několikakilometrových mocností - tzv. **ofiolity** (Obr. 10). Ofiolitový sled je tvořen v idealizovaném řezu na bázi ultramafickými horninami, peridotity, serpentinity aj., v nadloží gabry a žilnými intruzemi, čedičovou lávou s polštářovou strukturou a oceánskými sedimenty. Extrémní podpovrchové tlaky metamorfuji sedimenty, zavlčené do subdukční zóny, do charakteristické vysokotlaké nízkoteplotní metamorfní asociace s minerálem glaukofánem (**facie modrých břidlic**).

Mezi magmatickým obloukem a vlastním příkopem se často vytváří tzv. **předoblouková pánev**, ve které se ukládají relativně mělkovodní sedimenty (mělkomořská siliciklastika a karbonáty). Pro vlastní magmatický oblouk, jak ostrovní oblouk tak aktivní okraj kontinentu, je typický alkalický intermediární vulkanismus (andezity). Mechanismus konvergence desek a subdukce oceánské litosféry vede k vzniku mnoha dalších typů sedimentačních pánví, jejichž výčet však rozsah skript neumožňuje.

Kontinentální kolize je ve fosilním záznamu provázena sérií jevů typických pro subdukční komplexy (viz výše), které jsou zahrnuty v orogenních pásmech uvnitř jednoho kontinentálního bloku. Pro kontinentální kolizi je typický časový přechod od hlubokovodní sedimentace v prostředí podmořských vějířů a prostředí pelagickém v **reziduálních oceánských pánvích** (flyš, viz. kapitola 1.4.2.1.) do relativně mělkovodní sedimentace v **předhlubních** (molasa, viz. kapitola 1.4.2.1.). Původně oddělené kontinenty, lišící se svým předkolizním vývojem, jsou po kolizi odděleny **suturou** - linií bývalé subdukce s tektonickými melanžemi, ofiolity a vysokotlakými nízkoteplotními metamorfity.

Dva kontinentální bloky nebo jejich fragmenty mohou být spojeny také podél transformního zlomu. Rozsáhlé horizontální posuny podél transformních zlomů jsou často příčinou generace sedimentačních pánví (**transtenzní pánve**), které jsou charakteristické malým plošným výskytem, velmi rychlou subsidencí a rychlým vyplněním různorodými sedimenty.

Kontinentální litosféra je v současnosti rozptýlena do mnoha větších či menších kontinentů. Je však doloženo, že v určitých časových intervalech geologické minulosti byla kontinentální litosféra seskupena do obřích superkontinentů, obecně nazývaných **Pangea**. Zbytek zemského povrchu tvořil ve stejných intervalech obří superoceán obecně nazývaný **Panthalassa**. Opakované seskupování kontinentální hmoty do superkontinentů je způsobeno **Wilsonovým cyklem**. Jeho etapy zahrnují rifting a rozpad superkontinentu, etapu mladých oceánů ohraničených pasivními okraji, etapu starých oceánů se subdukčními zónami a etapu kontinentálních kolizí vedoucí ke vzniku nového superkontinentu. Kompletní jeden Wilsonův cyklus trvá v průměru několik set milionů let. S jediným kontinentem, Pangeou, se evidentně setkáváme např. v nejsvrchnějším proterozoiku a dále během permu a triasu.

2. SYSTEMATICKÁ ČÁST

2.1. VZNIK KOSMU

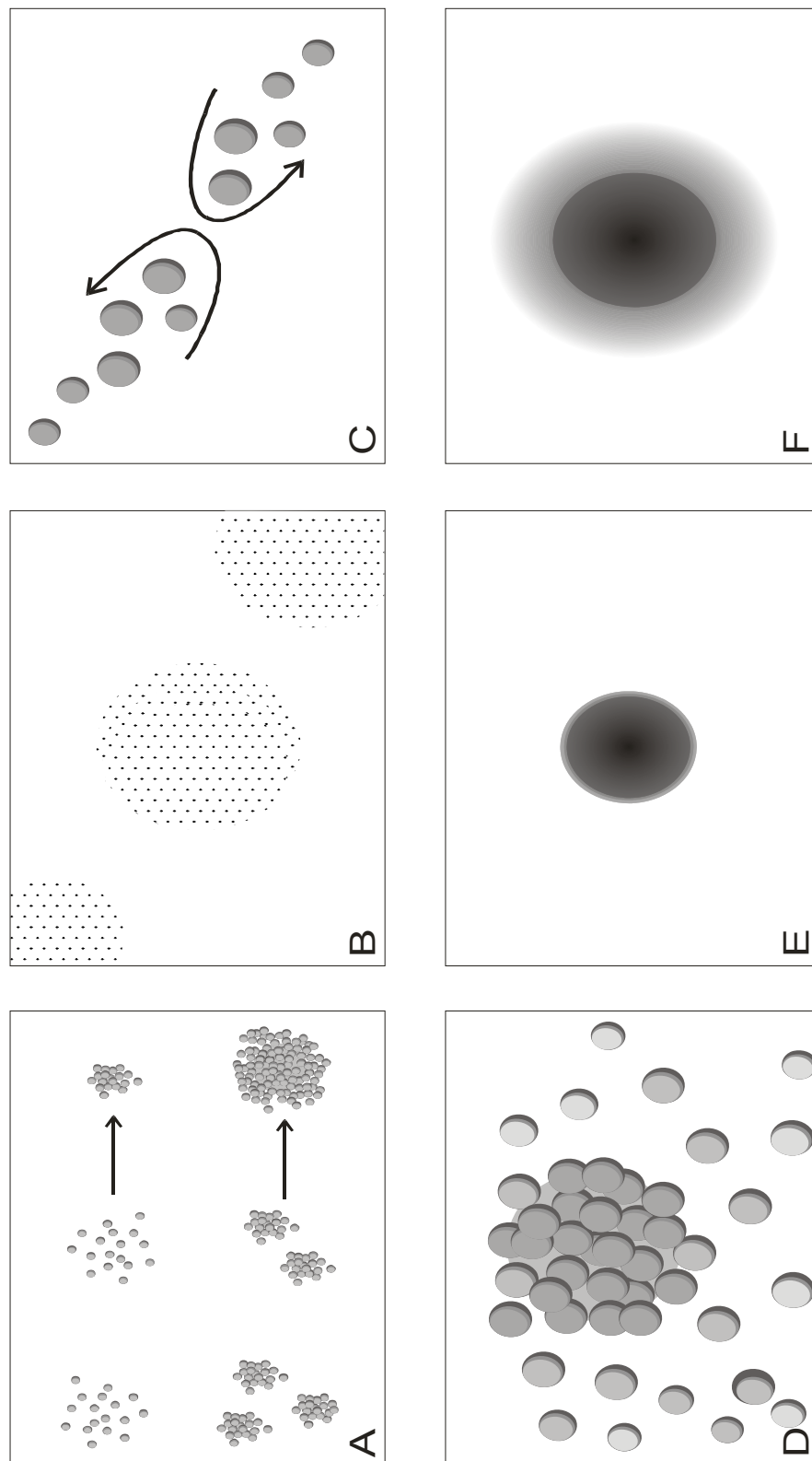
Vznik kosmu je problém čistě kosmologický, jehož řešení stále probíhá. Stručně shrnuto, převládají dnes dvě stanoviska.

První, tradičně podávané v učebnicích, vysvětluje vznik kosmu před 15 až 20 miliardami let pomocí **teorie velkého třesku** („Big Bang“), tedy pomocí singularity. Vychází z Einsteinovy teorie relativity, Friedmanova modelu vesmíru (Friedmanovo řešení obecné teorie relativity z roku 1922 ukazuje, že Vesmír nemůže být stacionární, musí se rozpínat nebo smršťovat) a Hubbleova zjištění Dopplerova jevu (u světla dochází při vzdalování k posuvu spektrálních čar k červenému konci spektra). Všechny vzdálené galaxie se pohybují směrem od nás, čím jsou vzdálenější, tím rychleji. Na základě výpočtů a astronomických pozorování **se vesmír** tedy neustále **rozpíná**. Jeho počátek je dán do bodu o nulovém poloměru s nekonečně velkou hustotou a teplotou, v němž došlo k velkému třesku a zrodu vesmíru. Nikdo si samozřejmě Vesmír těchto parametrů nedokáže představit ani ho popsat. Tato počáteční singularita je v rámci obecné teorie relativity nevyhnutelná a představuje tedy jednu z nepříjemných vlastností standardního kosmologického modelu. Předpokládá se, že nejdříve vznikaly elementární částice, pak lehké prvky jako vodík a helium, z nich hvězdy a galaxie první generace, bílí trpaslíci, neutronové hvězdy, černé díry, další lehké prvky, při supernovách pak těžké prvky, dále hvězdy druhé generace s planetami, na nichž dochází k prebiotické chemické evoluci a poté ke geologické a biologické evoluci.

Kromě počáteční singularity má standardní model Velkého třesku, zejména krátce po vzniku Vesmíru, **celou řadu problémů**, které není schopen vyřešit. Jde například o problém plochosti Vesmíru (proč je hustota dnešního Vesmíru blízko kritické?), problém horizontu (Vesmír byl na počátku složen z mnoha kauzálně nespojených oblastí, přesto je dnes homogenní), problém baryonové asymetrie (proč ve Vesmíru nepozorujeme antihmotu?), problém magnetických monopolů (kde jsou?) a další.

Některé z těchto problémů vymizí, jestliže těsně po vzniku Vesmíru proběhne **krátkodobé exponenciální zvětšování** (tzv. inflační fáze). V inflační fázi může dojít k uvolnění energie a následnému ohřevu Vesmíru. To znamená, že dnešní teplotu Vesmíru nemůžeme extrapolovat až do času $t = 0$, ale jen do konce inflační fáze. Teplota Vesmíru by potom na počátku již nemusela být nekonečná. Podle standardního **inflačního scénáře** došlo k přechodu ze stavu falešného vakua do stavu s nejnižší energií kvantovým tunelovým jevem. „Nová fáze“ Vesmíru vznikala v různých místech Vesmíru a šířila se v podobě jakýchsi bublin, které se postupně propojovaly.

Nejnovější výklad vzniku vesmíru pracuje s jedním z největších objevů tohoto století, se zbytkovou radiací. Předložil ho belgický nositel Nobelovy ceny pro fyziku **I. Prigogine**. Upozorňuje, že náš vesmír je plný fotonů, které jsou tu od počátku a které ukazují na to, že evoluci vesmíru jako systému nemůžeme zřejmě popsat termodynamickými zákony, podle nichž entropie (míra způsobilosti ke změně) narůstá. Prigoginův model předpokládá nikoliv existenci velkého třesku, ale **kvantového vakua** (formulovaného S. Hawkingem - viz jeho kniha „Stručná historie času“) obsahujícího páry částic a antičástic, které neustále vznikají a anihilací zanikají. Částice reagují s černými děrami, které emitují radiaci. Černé díry se mění v hmotu, což výpočty potvrzují. V tomto modelu nevzniká náš vesmír z jednoho bodu, ze singularity, ale v kvantovém časoprostoru (vakuu) z nestability. Jeho počátek je současný s manifestací (projevem) času a námi pozorovaný evoluční proces je proto nevratný. V tomto modelu můžeme mluvit o stáří vesmíru zhruba 15 miliard let, ale ne o absolutním věku.



Obr. 21. Formování planety. Prachové částice do sebe narážejí, shlukují se a vytvářejí větší skupiny (1). Skupiny se pohybují k centrální rovině mlhoviny, dále se shlukují a vytvářejí tělesa velikosti asteroidů (B), které se vlivem gravitace dále seskupují do shluků (C). Tyto shluky spolu dále kolidují (D) a vytvářejí jádro planety (E). Jak planeta narůstá, může přitahovat plyn z mlhoviny a pokud je dostatečně velká, množství plynu může být tak velké, že plyn vytvoří hustý planetární obal představující většinu hmotnosti planety (F), upraveno podle Cameron (1975).

V tomto modelu může tento fenomén **znovu a znovu začínat**. Slovy Prigoginovými: „Můžeme hovořit o nezvratnosti, to je o relativitě času, ale nemůžeme hovořit o absolutním času. Jakoby ona nezvratnost byla věčným majetkem, vybavením vesmíru“.

2.2. VZNIK ZEMĚ

Počátek naší planety je kladen do doby zhruba před **4,5 miliardami** let. Většina badatelů se shoduje v tom, že hlavní roli při utváření Země sehrála **akrece**, tj. shlukování pevných i plynných částí hmoty gravitačními silami. Průběh tohoto procesu je však stále diskutován.

Podle **teorie homogenní akrece** se při vzniku Země nabaloval materiál jednotného složení. Po dosažení určité velikosti planety došlo k přetavení, při němž se kovové sulfidické jádro oddělilo od silikátů pláště. Vznikla tekutá vnitřní část, do níž gravitační kolaps přesunul těžké prvky (hlavně Fe a Ni). V plášti došlo rovněž ke gravitační segregaci materiálu a radioaktivní prvky vázané na lehké silikátové minerály se dostaly blízko k povrchu.

Výklad, že zemské jádro se vytvořilo až sekundárně zkapalněním a gravitačním kolapsem, není přijímán všeobecně. Podle odchylné **teorie heterogenní akrece** odráží slupková stavba Země vznik již z předem diferenciovaného materiálu dvou složek. Složka A silně redukovaná chudá na těkavé prvky vytvořila nejdříve z hustého nebulárního kondenzátu jádro. Na něm potom docházelo k akreci méně hustých silikátů složky B. Ta byla oxidovaná, obohacená prvky těkavějšími než sodík, a uplatnila se během poslední třetiny akrece. Poměr A:B je odhadovaný 85:15.

2.3. PREKAMBRIUM

Označuje nejstarší období v historii Země, které trvalo zhruba 4 miliardy let a představuje tak 90 % geologického času. Je to stratigrafická jednotka nejvyššího řádu (eonotem), po níž následuje fanerozoikum. Prekambrium členíme na **archaikum** a **proterozoikum**. Někteří autoři vyčleňují ještě **hadaikum**, jímž označují nejstarší období Země bez přítomnosti života. Fanerozoikum je tvořeno paleozoikem, mesozoikem a kenozoikem.

2.3.1. ARCHAİKUM

2.3.1.1. VÝVOJ ZEMSKÉ KŮRY A VNĚJŠÍCH ZEMSKÝCH OBALŮ

Tepelný stav rané Země závisel na velikosti těles zachycovaných v průběhu akrece. Pokud velká část hmoty pocházela z planetek menších než 0,01 hmotnosti Země, kinetická energie nepostačovala na rozsáhlejší tavení. Naopak, dopad obřích planetek mohl vést k úplnému přetavení a mohlo docházet i k segregaci kovového jádra zároveň s akrecí a k vytvoření oceánu magmatu o hloubce několika set kilometrů.

Nejstarší období historie naší planety (někdy označované jako astrální) bylo charakteristické velmi živou konvekcí zemského materiálu, prudkým bombardováním meteority a asteroidy (chyběl plynný obal) a oddělením železitého jádra od silikátového pláště. Konkrétní geologické záznamy o těchto procesech chybí. Tyto procesy jsou však často modelovány.

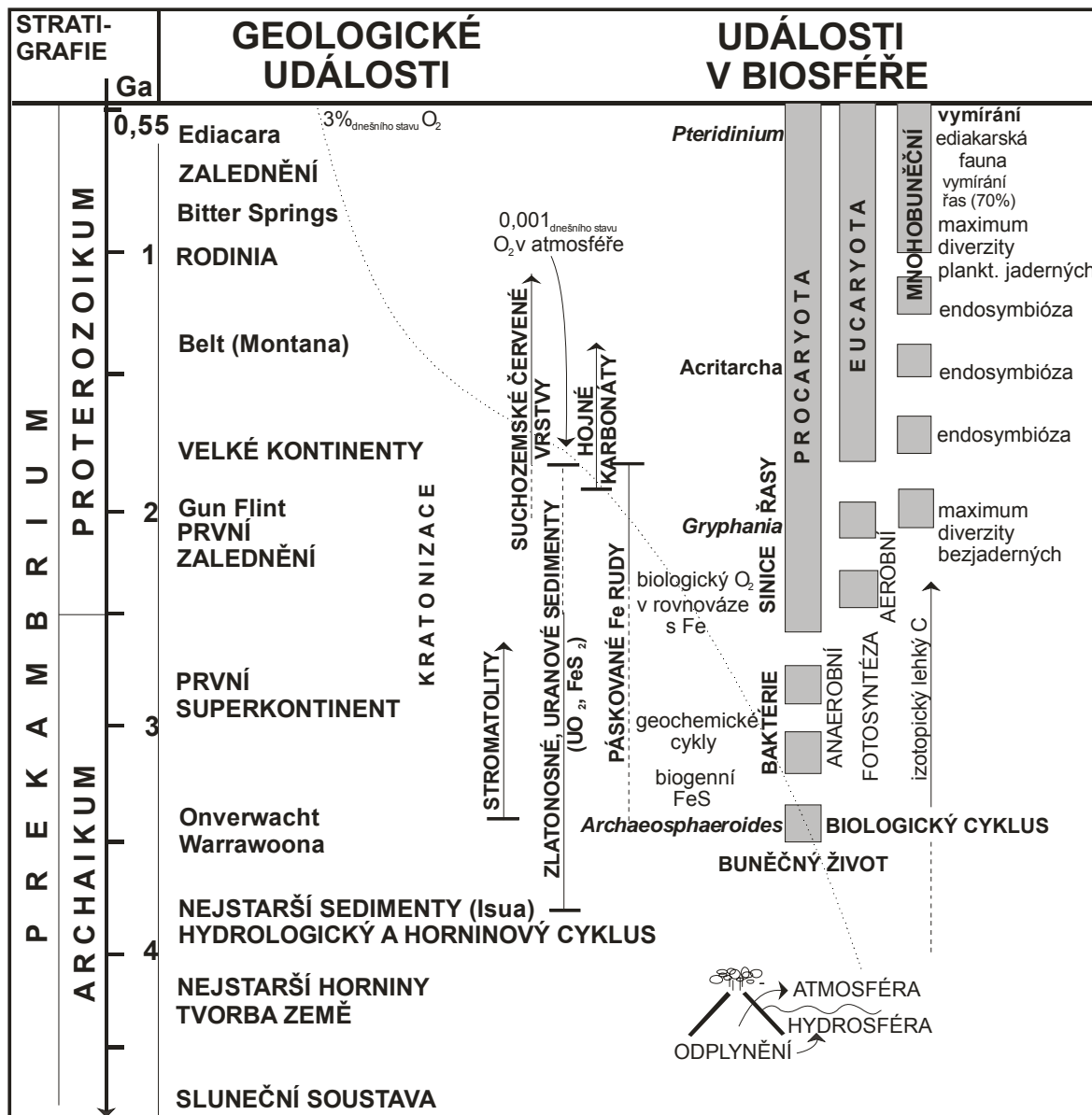
STÁŘÍ (Ma)	EONOTEM	ERATEM	
550	PREKAMBRIUM	PROTEROZOIKUM	SVRCHNÍ
900			STŘEDNÍ
1600			SPODNÍ
2500		ARCHAIKUM	SVRCHNÍ
3000			STŘEDNÍ
3400			SPODNÍ
4500 ?			

Obr. 22. Základní členění prekambria.

Raná Země přijímala energii jednak z kosmu (Slunce, dopad kosmických těles), jednak měla a má dodnes i svoji energii vnitřní. Ta je uvolňována při rozpadu radioaktivních prvků a způsobila již v archaiku roztavení a další **rozrůzněni zemské hmoty**. Těžší složky se vlivem

gravitace soustředovaly blíže středu Země, lehčí naopak na povrchu. Ochlazováním posledně jmenovaných vznikaly prvotní horniny vytvářející **prvotní zemskou kůru**. Ta měla podobu tenké, stále praskající, různě se prohýbající, místy tavící se a opět tuhnoucí krusty. Pod ní se stále více vymezoval zemský plášť a hlouběji pak zemské jádro. **Nejstarší** dnes známé horniny zemské kůry ukazují na stáří zhruba 4,0 Ga, nepřímé indicie (nejstarší zirkony) však naznačují existenci ještě starších hornin.

Roztavení pevné hmoty během raných období archaika mělo za následek i její **odplynění** (podobný pochod můžeme dodnes sledovat při sopečné činnosti). Na počátku archaika však získala Země již dostatečně velkou přitažlivost, která podržela plynný obal. Vznikla **atmosféra** obsahující mimo jiné dostatek vodních par a jen mizivé množství volného kyslíku. Ochlazením vodních par vznikla **hydrosféra**, která se jak mnohem vyšší teplotou (izotopy kyslíku indikují teploty kolem 70°C v období zhruba 3500 Ma), tak svým chemickým složením lišila od hydrosféry dnešní. Především byla velmi kyselá. Svědectvím o velmi časně přítomnosti vodního obalu na naší planetě nám podávají nejstarší dosud zjištěné usazeniny v oblasti Isua v Grónsku, jejichž stáří odpovídá 3,8 Ga.



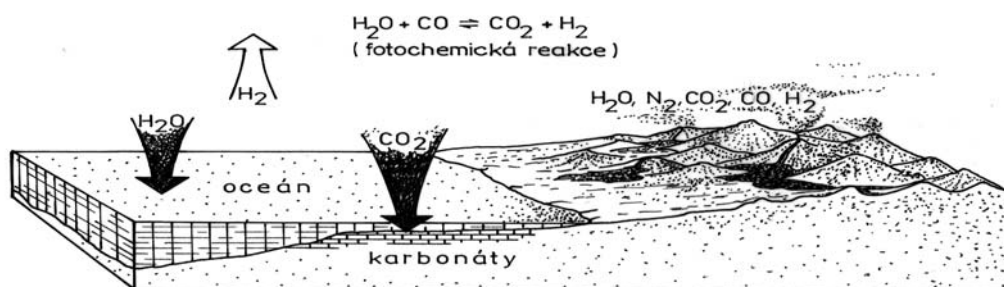
Obr. 23. Hlavní geologické a biologické události v archaiku a proterozoiku (upraveno podle různých pramenů).

Původní zemská kůra měla zcela odchylné složení oproti kůře dnešní. Převládaly v ní vyvřeliny, byla **ultramafická až mafická**, s dominancí silikátů železa a hořčíku, a měla nejbližší dnešnímu typu oceánské kůry. Vznikla utuhnutím plášťového ultramafického magmatu. Její převládající horniny, tzv. **komatiity** vyžadovaly při svém vzniku teploty větší než 1100 °C což odráží vysoké teploty, které ve starším archaiku na povrchu naší planety existovaly. Po postupném ochlazení zemského povrchu byly komatiity nahrazovány bazalty.

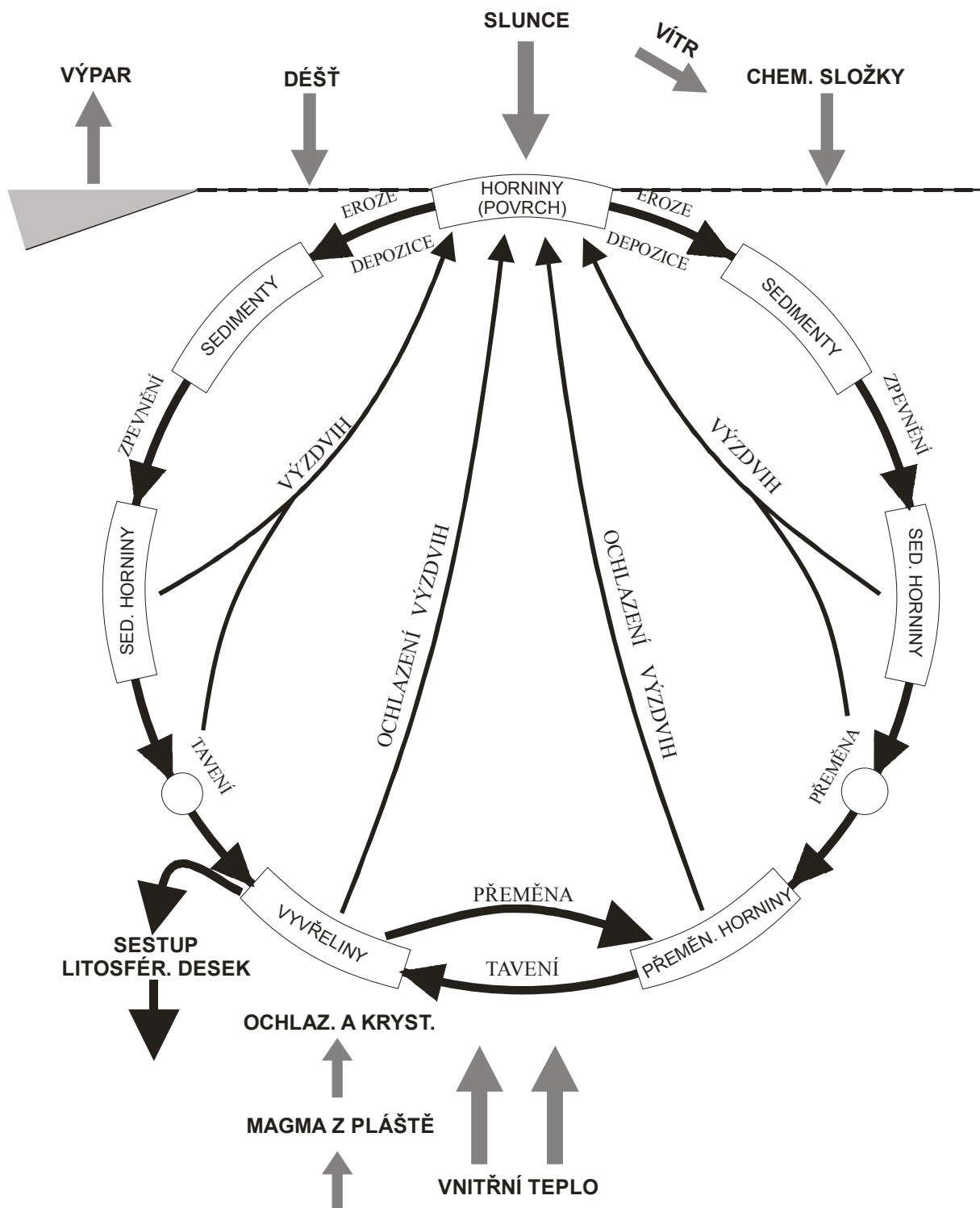
Bloky kontinentální kůry se na Zemi vytvářely již relativně krátce po jejím vzniku. Na rozdíl od oceánské kůry je kontinentální kůra bohatá na živce, křemen a muskovit (je felsická). Předpokládá se, že tvorba bloků kontinentální kůry byla spojena již s **procesy subdukce**, při nichž se mafická kůra pokrytá sedimenty dostávala do pláště, kde byla natavována a kde docházelo ke **gravitační diferenciaci**. Lehčí felsické taveniny stoupaly nahoru a tuhly jako tonality a diority. Tento proces extrakce felsického materiálu z mafického trvá dodnes a neustále zvětšuje objem kontinentální kůry. Chemické i petrografické složení kontinentální kůry se tak v procesech horninového cyklu za spolupůsobení atmosférických a hydrosférických (v závěru archaika už i biosférických) vlivů stále více rozrůžňovalo.

V těchto stádiích se tedy setkáváme již s některými **mechanismy deskové tektoniky**. Předpokládá se přítomnost buněk o malých rozměrech s velkou rychlostí konvekce. První kontinentální kůra patrně vytvářela **malé segmenty** (zhruba 500 km v průměru) ležící na kůře oceánského typu. Docházelo k výlevům ultramafických (komatiity) a mafických (bazalty) láv, na elevacích k erozím, v depresích se počaly hromadit **sedimenty** (břidlice, droby, slepence, méně často páskované železné rudy). Pozdější výlevy zahrnovaly stále více felsických láv a pyroklastik, jejichž složení bylo ovlivněno přetaveným materiálem sedimentů.

Významnou roli při utváření nejstarších geologických struktur hrála tzv. **pásma zelenokamenů**, což jsou oblasti utuhlých ultrabazických a bazických hornin (především komatiitů a bazaltů), jejichž zelené zbarvení je způsobeno častou přítomností chloritu a amfibolu. Podle některých názorů představují pozůstatky podmořských platů vznikajících v nadloží diskovitých hlav tzv. plášťových hřibů, jiné výklady je spojují již s deskovou tektonikou a považují je za výsledek vulkanismu v zaobloukových pánvích. Tato pásma vytvářela v kompresním režimu poklesávající (synklinální) struktury, do nichž intrudovaly četné granity. Oproti pozdějším strukturám charakteristickým pro zaobloukové oblasti se lišila pomalejším vývojem (až 500 milionů let oproti 50 milionům), vyšším obsahem ultrabazik (komatiitů) a menším zastoupením vulkanoklastik.



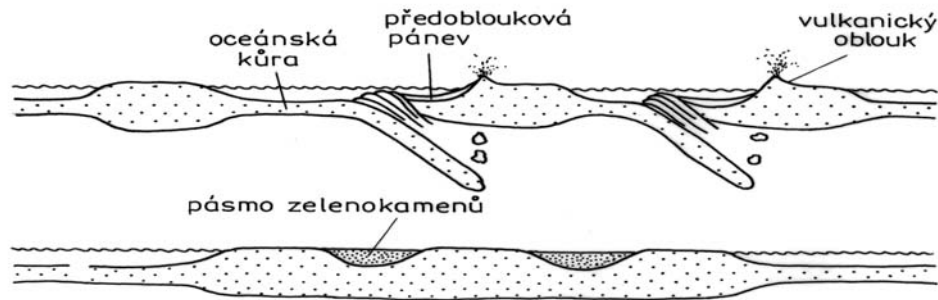
Obr. 24. Hlavní chemické složky v bezkyslíkaté atmosféře Země (archaikum, starší proterozoikum). Většina plynů je do atmosféry dodávána odplyněním pláště. Voda kondenzuje a vytváří hydrosféru, CO₂ začíná být vázán v karbonátech, lehký vodík (H₂) uniká do vesmíru a v atmosféře zůstává především dusík (N₂), upraveno podle Levin (1994).



Obr. 25 Horninový cyklus. Upraveno podle Archer, Lüttig and Snezko (1987).

Současně s postupující tvorbou kontinentální kůry a s narůstáním její mocnosti vzrůstal i **rozsah kontinentů**. Vedly k tomu v uvedených podmínkách např. kolize dvou felsických bloků, kolize mikrokontinentů a ostrovních oblouků podél subdukčních zón, kolize s konvergentní tektonickou deskou, při které docházelo k připojení mocných sedimentů ukládaných v depresích oceánů. Proces rozsáhlého vytváření kontinentů, tzv. **kratonizaci**, pozorujeme na konci archaika. Vznik prvního jednotného superkontinentu je datován 2,7 Ga.

Dokumentace popsaných procesů je dnes zachována jen útržkovitě na kratonech, kde rozdělujeme horniny archaika do dvou asociací - **granulitové a pásem zelenokamenů**. Granulitová asociace zastupuje nejstarší horniny kůry kontinentálního typu. Jedná se většinou o ruly vzniklé pozdější metamorfózou granitů, granodioritů, křemenných dioritů i vrstevnatých intrusivních hornin nazývaných anortosity (TTG komplexy).

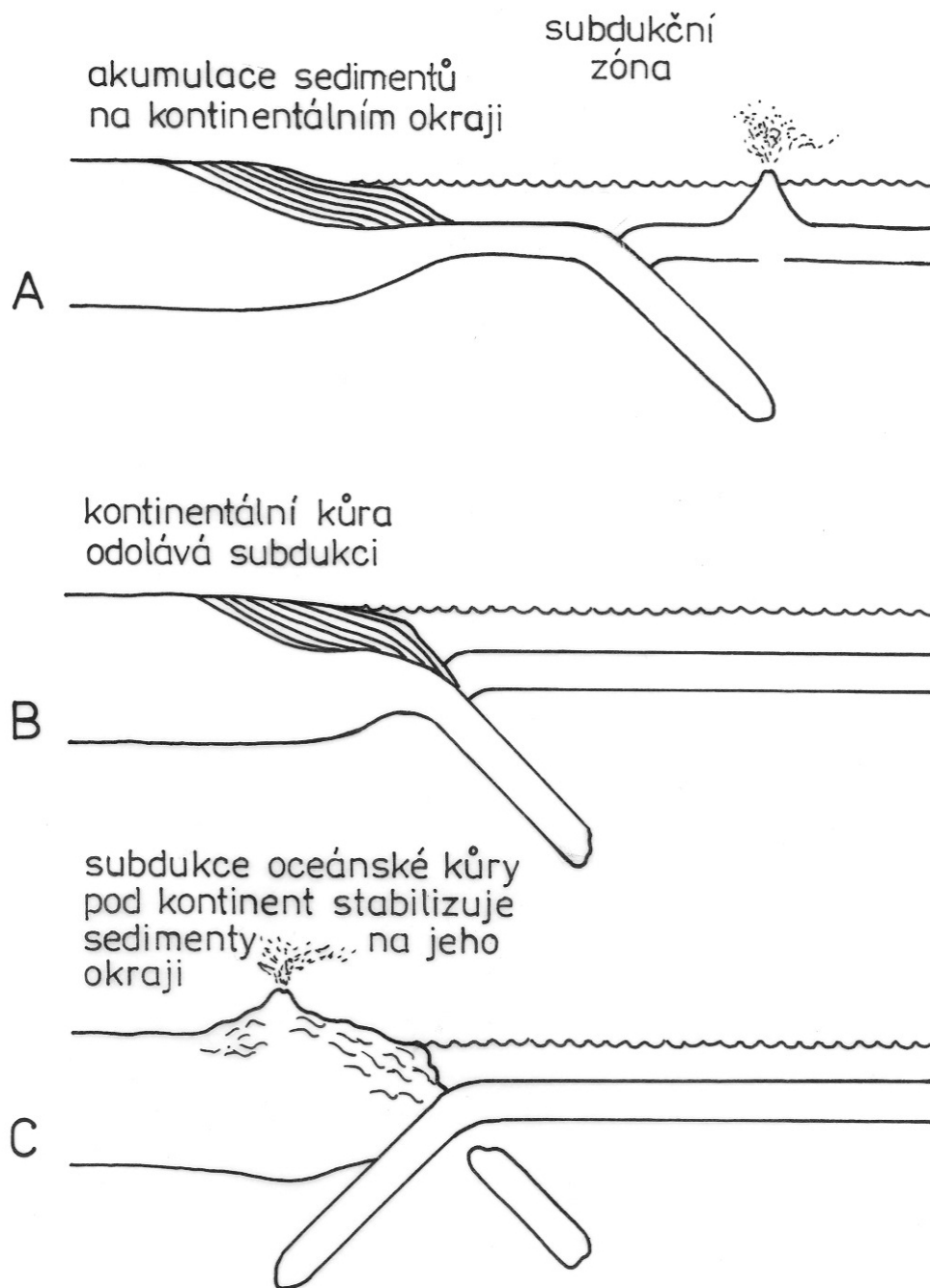


Obr. 26. Geotektonický model vzniku archaických pásem zelenokamenů jako relikvů sedimentů předobloukových pánví, deformované oceánské kůry a vulkanitů magmatického oblouku, upraveno podle Stanley (1992).

Nejstarší zbytky kontinentální kůry reprezentované tonalitickými až granitickými rulami byly objevené u Yellowknife na severozápadě Kanady (Northwest Territories) a jsou datovány na 3,96 Ga. V oblasti Isua v Grónsku byly zjištěny rovněž velmi staré tonalitické ruly (3,8 Ga), velmi staré zbytky felsické kůry byly nalezeny rovněž v Enderby Land v Antarktidě (3,9 Ga) a v oblasti Limpopo v jižní Africe (3,8 Ga). Hojnou akcesorii ve felsických vyvřelých horninách tvoří zirkon. Nejstarší zirkon ze západní Austrálie byl datován na 4,0-4,3 Ga.

Velmi dobře známé a prozkoumané **pásma zelenokamenů** v Barberton Mountain Land v jižní Africe je datováno 3,5 Ga. Další oblastí, kde existuje výborný záznam archaického pásma zelenokamenů je pilbarský blok v západní Austrálii.

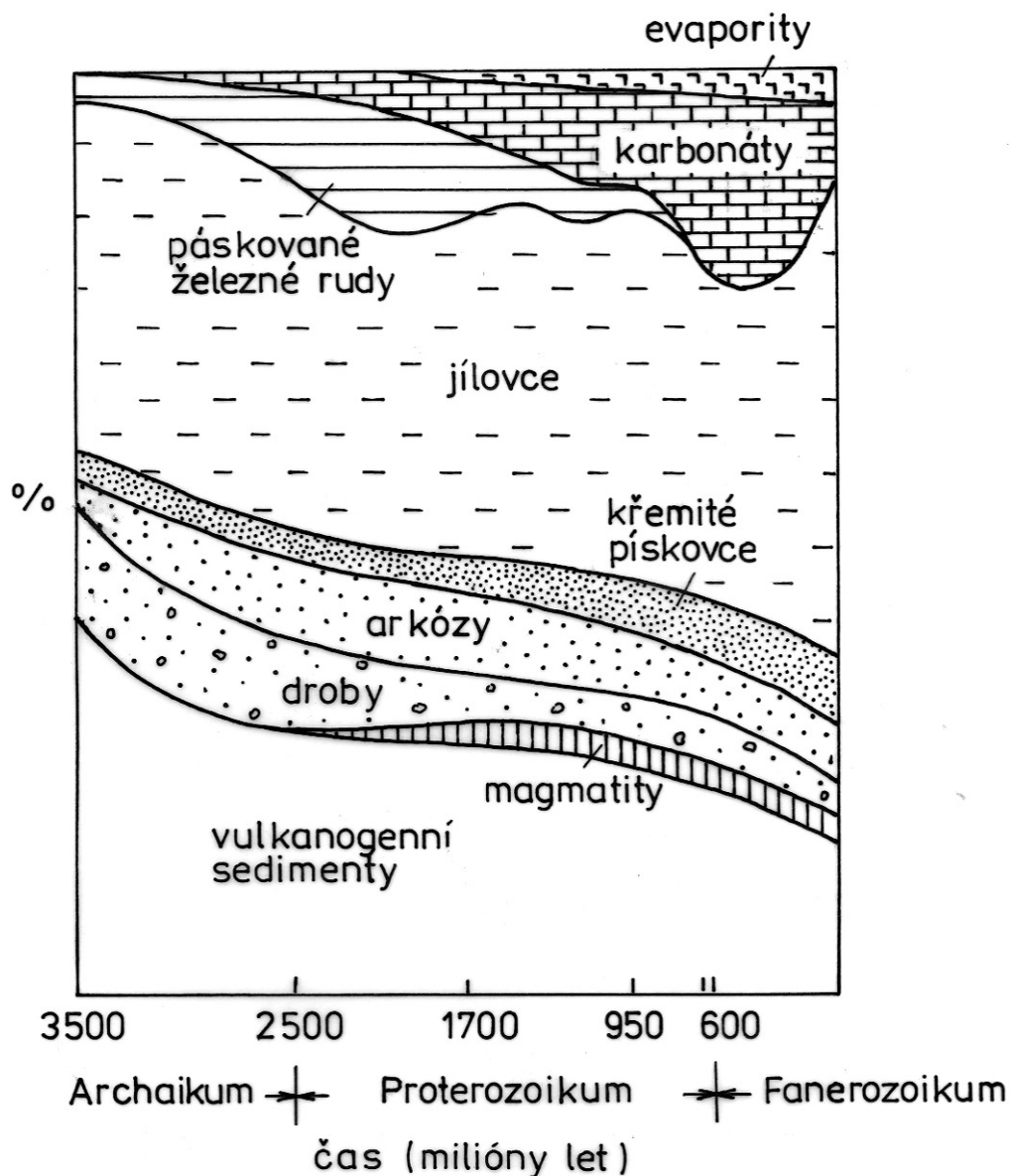
Nejstarší sedimenty jsou zatím známy ze skupiny Isua v Grónsku. V žule Amitsoq (3,7 Ga) zde byly zjištěny uzavřeniny metasedimentů, slepenců, hornin původně bohatých na jílové minerály, chemicky vysrážených železných rud. Ten je datován na 3,8 Ga. Většina archaických sedimentárních hornin je hlubokovodního původu (droby, jílovce), zřídka se nacházejí mělkovodní šelfové sedimenty jako karbonáty a křemenné pískovce hojně v mladších obdobích. Šelfové sedimenty jsou vzácné proto, že rozlohy kontinentů a jejich šelfů byly malé.



Obr. 27. Narůstání kontinentální kůry stabilizací sedimentů na kontinentálním okraji, upraveno podle Stanley (1992).

2.3.1.2. VZNIK A VÝVOJ ŽIVOTA

Mezi 3,8 a 3,4 Ga prožila Země kosmicky nesmírně důležité období. Ze sedimentů tohoto časového úseku známe již izotopicky lehký uhlík, který nám dokazuje, že se na planetě objevují živé struktury.



Obr. 28. Změny v poměrném zastoupení hornin uložených na povrchu kratonů v průběhu geologické historie Země, upraveno podle Stanley (1992).

Vznik života je téma velmi diskutované. Vědecké výklady se tradičně soustředují do dvou okruhů. Jeden okruh hypotéz chápe život jako vlastnost vesmíru a připouští možnost jeho přemísťování. Druhý okruh chápe život na Zemi jako kvalitu vzniklou právě na této planetě (nevylučuje však tentýž proces i na jiných kosmických tělesech). Hypotézy druhého okruhu jsou značně různorodé, žádná z nich není bez sporných bodů a nevyřešených problémů.

Většina badatelů však dnes již opustila dlouho tradovaný výklad o vzniku života v mělkých mořích propracovávaný od dvacátých let našeho století (Oparin, Haldane).

Chemické modely dnes pracují s **mírně redukující atmosférou** složenou především z H_2 , N_2 , H_2O , CO , CO_2 , která obsahovala prachové částice. Prachové částice některých minerálů (např. pyritu, FeS_2) umožňují totiž v prostředí vysoké teploty a dostatečné vlhkosti svojí povrchovou chemií **autokatalytické reakce**, které mohou vést k **autotrofnímu růstu** organických látek. Byla-li raná Země zahalena v mracích (srovnáváno s Venuší) ze slané vody, které obsahovaly velké množství prachu, docházelo k hromadění organických látek. Povrchový chemismus pyritu tak mohl sloužit jako prostředník, který podporoval syntézu organických látek a svoji podpůrnou funkci si podržel až do doby, než vznikl buněčný mechanismus se svými nezávislými funkcemi - výměnou látkovou a přenosem informací.

Molekulární biologie dnes shrnuje možný sled kroků a událostí, které vedly ke vzniku základní kvality života, **translačního systému** (tj. přenos genetických informací a tvorba bílkovin podle nich), do následujícího pořadí: syntéza HCN (kyanovodík) a HCOH (formaldehyd) - syntéza aminokyselin a organických bází - syntéza ribonukleotidů a kondenzačních činidel (laboratorní pokusy dokázaly, že ribonukleové kyseliny mohou vznikat bez přítomnosti enzymů) - kondenzace ribonukleotidů a RNA pomocí kondenzačních činidel a možný vznik aminokyselin z proteinoidů - vznik autokatalytické RNA schopné replikace bez enzymů (je známa u některých virů jako „molekulární fosílie“) - rozvoj komplexů RNA a proteinů spojený se vznikem ribonukleového translačního systému, mRNA, tRNA, proteinů katalysujících funkci aminokyselin (zde přistupuje i připojení fosfolipidových membrán) - vznik a rozvoj DNA, která je stabilnější při přenosu informací než RNA, a jejíž vynoření znamená nástup biologické evoluce tvorbou progenotů (prabuněk) a vznikáním (a zanikáním) a rozrůžňováním dalších živých soustav. V úsvitu tohoto rozrůžňování došlo k **rozštěpení do tří základních linií**, které se liší některými rozdílnými sekvencemi rRNA: urkaryota (vedou později k eukaryotům), eubaktérie (patří sem sinice a baktérie) a archebaktérie.

V období mezi 3,8 a 3,4 Ga let jsou na naší planetě přítomny **organické struktury**, které jsou oblaněny membránami vůči okolí, aktivně s ním reagují prostřednictvím výměny látkové a předávají informace o své stavbě svým následovníkům. Nejstarší indicie tohoto procesu poskytují **chemofosilie** obsahující izotopicky lehký uhlík v metasedimentech skupiny Isua v Grónsku (3,8 Ga). Ve skupině Onverwacht v Transvaalu (Jižní Afrika) v silicitech starých 3,4 Ga to dokládá kulovitá fosílie **prokaryotního typu** *Archaeosphaeroides barbertonensis* a další předjaderné organizmy ve zhruba stejně starých slabě metamorfovaných sedimentech skupiny Warrawoona v západní Austrálii (např. filamentózní *Syphonophycus* nebo hvězdčicovitá *Warrawoonella*). V profilech obou skupin nacházíme již také **stromatolity**, horniny, které vznikají životní činností převážně **sinic a baktérií** na dně mělkých pánví a mají charakteristickou laminovanou stavbu. Dokládají rychlý rozvoj předjaderných mikroorganizmů rozhodně okolo 3,4 Ga let. Výskyt stromatolitů také dokazuje, že život začíná na Zemi utvářet další sféru - biosféru. Její aktivní zasahování do ostatních sfér a ovlivňování koloběhů látek se stává neodmyslitelnou součástí dalšího vývoje naší planety.

Podmínky života v archaiku byly velmi rozdílné od současných. Především prakticky chyběl v hydrosféře i atmosféře volný kyslík. Svědčí o tom **mohutné zlatonosné a uranonosné sedimenty**, které se začínají ukládat na hranici 3,7 Ga a jejichž sedimentace vyznívá až ve spodním proterozoiku. Jejich mineralogický stav totiž přítomnost volného kyslíku v době jejich vzniku vylučuje. Mikroorganizmy již ve svrchním archaiku při fotosyntéze uvolňovaly kyslík, jeho obsah se však ve vodě i atmosféře nezvyšoval. Způsobil to chemismus tehdejších oceánů a moří, která obsahovala velká množství rozpuštěného dvojmocného železa. Železo okamžitě vázalo veškerý volný kyslík na tvorbu tzv. „**páskovaných železných rud**“, která nastupuje během archaika a jejímž výsledkem jsou obrovská ložiska tohoto kovu. Obsah kyslíku se začal ve vodách výrazněji zvyšovat až poté,

když většina železa již z roztoků vypadla. K tomu došlo až počátkem proterozoika, zhruba 1,8 Ga, kdy výskyt páskovaných Fe rud končí.

*** zde vložit obr. 28

2.3.1.3. SHRNUÍ

Záhy po vzniku zemské kůry se vytváří redukční atmosféra a hydrosféra.

Vznik první kontinentální kůry je spojen s procesy analogickými s procesy deskové tektoniky.

Vytváří se pásma zelenokamenů a vznikají první sedimenty.

V redukčním prostředí vznikají uranonosné a zlatonosné sedimenty.

Na konci archaika vzniká první velký superkontinent.

V období mezi 3,8 a 3,4 Ga se na naší planetě objevují organické struktury řazené k prokaryotům.

Na konci archaika dochází k velkému rozšíření prokaryot a hojně tvorbě stromatolitů.

S produkcí kyslíku v oceánech je spojeno vypadávání dvojmocného železa z roztoků a tvorba páskovaných železných rud.

2.3.2. PROTEROZOIKUM

2.3.2.1. VÝVOJ ZEMSKÉ KŮRY

Během spodní části proterozoika pokračoval intenzivně proces kratonizace, který vrcholil v období asi 1,7 Ga let **vznikem velkých kontinentů**. Na okrajích rozlehlejších kontinentů se již rozkládaly široké šelfy a epikontinentální moře, kde probíhala mělkovodní klastická a karbonátová sedimentace. V huronské skupině v oblasti Laurentie je zachován i záznam o **prvním velkém zalednění** v období asi 2,1 Ga. Styl deskové tektoniky se stále více blížil deskové tektonice, kterou známe ve fanerozoiku. Během svrchního proterozoika vytvářejí kontinenty jediný veliký **superkontinent**, tzv. **Rodinií (Protopangeu)**.

2.3.2.2. ŽIVOT V PROTEROZOIKU

Ve starším proterozoiku se stává pevnou součástí Země také **biosféra**. V horninách okolo 2,0 Ga let se setkáváme již s **rozvinutými společenstvy předjaderných organismů**. V souvrství Gunflint v Kanadě tvoří nitřovité i kulovité mikroorganismy jako *Gunflintia*, *Huroniospora*, *Kakabekia* a *Galaxiopsis* shluky buněk v hustotě jedinců až $10^7/\text{cm}^3$. Z proterozoika známe dnes již přes 3000 lokalit s mikrofosíliemi. K významným dalším (mladším) lokalitám patří v proterozoiku např. výskyty v souvrství Belt v Montaně, nebo souvrství Bitter Springs v Austrálii. Mikrofosilie reprezentované akritarchy a řasami jsou na našem území lokálně hojně zastoupeny ve svrchním proterozoiku tepelsko-barandienské oblasti.

Obsah **kyslíku** v atmosféře se vlivem rozvoje života a fotosyntetizujících mikroorganismů stále zvyšuje. Ve starším proterozoiku dosáhl již zhruba 0,001 % dnešního stavu a stále intenzivněji vstupuje do různých geochemických procesů. Pochod látkové výměny zemského metabolismu se rozvíjí. Dokazují to první výskyty suchozemských **červených vrstev**, jejichž červená barva pochází od sloučenin trojmocného železa. V tomto období se již také v geologickém záznamu setkáváme s tvorbou uhličitánů (karbonátů) v mořích, což znamená, že začíná také intenzivní cyklus uhlíku.

Okolo 2,0 Ga nastupují zřejmě již i **organismy jaderné** (Eucaryota), při jejichž vzniku sehrály podle některých hypotéz významnou roli procesy symbiózy. Rasa *Grypania* nalezená v r. 1992 v horninách souvrství Iron u Empire Mine v Michiganu (USA) je považována za dosud **nejstarší zjištěný jaderný organizmus**. Rasy tvořily během proterozoika velmi významnou skupinu eukaryot. Podílely se totiž výrazně na produkci kyslíku. **Akritarcha**, trnité, nepravidelně kulovité, mikroskopické objekty, hojně v proterozoických břidlicích, představovala zřejmě jejich rozplozovací cysty nebo cysty, které umožňovaly přežívání v nepříznivých podmínkách. Existence dvou stadií - cysta a vegetativní stadium - zajišťovala dlouhodobé přežívání a rozmnožování ve složitých a proměnlivých podmínkách a byla velmi důležitým evolučním krokem. Rozložení četnosti a tvarové různosti akritarch v proterozoických profilech ukazuje, že proterozoická planktonní eukaryota dosáhla maxima rozrůzněnosti zhruba na úrovni 1 Ga.

V poněkud mladších horninách se setkáváme již s relativně častými koloniemi jaderných organismů (např. *Eucapsis*, *Gyalosphaera*). Řada autorů proto předpokládá, že nejpozději před **1 miliardou let** se pokusil život postupně překročit pomocí procesu koloniové spolupráce jedinců téhož druhu, či jinou cestou, **práh mnohobuněčnosti**. Tento typ organizace je stabilizován koncem proterozoika, kdy mizí až 70 % druhů akritarch (? první zaznamenané hromadné vymírání) a planeta prožívá rozsáhlá zalednění. Atmosféra obsahuje již okolo 3 % volného kyslíku dnešního stavu.

V závěru proterozoika nám geologický záznam nabízí pohled na **ediakarskou faunu** (v Eurasii je známa jako vendská). V břidlicích v okolí městečka Ediacara v Jižní Austrálii, které jsou asi 600 milionů let staré, se vyskytují společenstva převážně pouze **měkkotělých mnohobuněčných organismů**, jejichž stavba je srovnávána s typem prošivané deky. Dnes bychom je přirovnali nejspíše k láčkovcům a členovcům, k nimž je také někteří autoři řadí. Blíže pravdě však budou asi badatelé, kteří ediakarské organismy chápou jako samostatný kmen se speciálním uspořádáním těla (Vendobionta), jehož vývoj mohl vést buď směrem k láčkovcům nebo tvořil sesterskou skupinu dalších mnohobuněčných. Někteří zástupci ediakarské fauny dosahovali i úctyhodných rozměrů. Největší z nich, *Dickinsonia*, kterou můžeme tvarově přirovnat k obrovité ploštěnce, dosahovala délky přes 1m. Ediakarská fauna nepřekračuje téměř bez výjimky hranici proterozoikum/fanerozoikum a prakticky úplně **vymírá**. V úplném závěru proterozoika se ve fosilním záznamu objevují i drobné mnohobuněčné organismy s minerálním skeletem.

2.3.2.3. SHRNUTÍ

Desková tektonika získává moderní charakter.

Zvětšení šelfových oblastí vede k rozšíření karbonátové sedimentace.

Zhruba 2000 Ma se v atmosféře objevuje volný kyslík.

Během proterozoika došlo několikrát k zalednění.

Ve svrchním proterozoiku se vytváří superkontinent Rodinia.

Zhruba 2200 Ma se objevují první eukaryota.

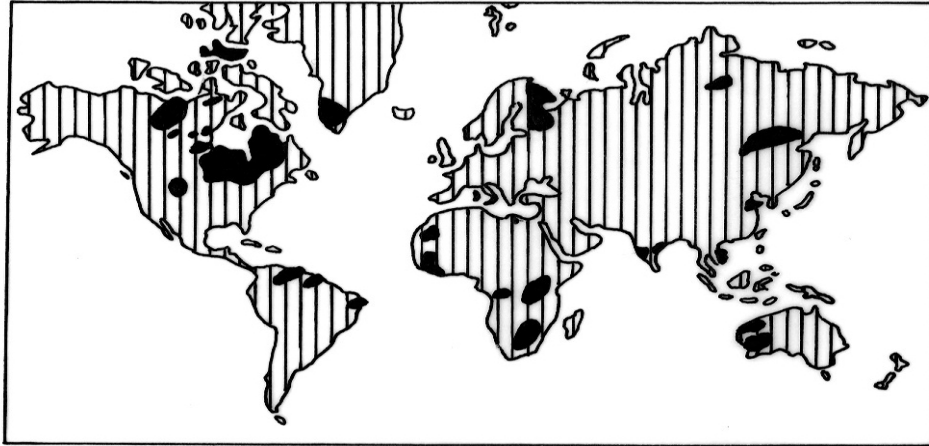
Metazoa se stávají velmi rozšířenými v nejvyšším proterozoiku.

Na konci proterozoika dochází k prvnímu velkému vymírání v historii Země.

2.3.3. REGIONÁLNÍ PŘEHLED PREKAMBRIA

Prekambrium dnes vystupuje na povrch především v devíti hlavních oblastech označovaných jako **štíty**, které tvoří jádra kontinentů. Jsou to laurentský (kanadský), baltský, angarský, čínský, indický, africký, australský, jihoamerický a antarktický štít. Během pozdějšího fanerozoika se klenbovitě zvedaly (odtud název štít) a jsou proto hluboce

erodované. Střední vyklenuté části štítů jsou dnes většinou odkryté, na **přílehlých platformách** je starší, většinou zvrásněný prekambriický podklad často překryt mladšími fanerozoickými sedimenty, tzv. platformním pokryvem.



Obr. 29. Rozmístění štítů archaických hornin (černou barvou) na dnešním povrchu Země, upraveno podle Stanley (1992).

Další výskyty prekambriických hornin jsou zabudovány jako jádra do mladších fanerozoických pásemných pohoří a označujeme je podle této pozice jako **enklávy**. Sem patří např. prekambrium Českého masivu. K nejlépe prozkoumaným oblastem proterozoika patří oblast laurentského a baltského štítu.

2.3.3.1. SEVERNÍ AMERIKA

Součástí laurentského kontinentu, který tvoří prekambriický zárodek dnešní Severní Ameriky bylo původně i Grónsko a nejsevernější část Britských ostrovů (erijský štít). **Erijský štít** byl připojen k Britským ostrovům později během kaledonské orogeneze na konci spodního paleozoika, zatímco Grónsko zůstávalo součástí laurentského kontinentu až do křídy.

Prvním krokem k vytvoření severoamerického kontinentu bylo spojení několika archaických teránů **kenoranskou** (algonskou) **orogenezi** do jednoho kratonu (provincie Superior) asi okolo 2,6 Ga. Hlavní část laurentského štítu byla dotvořena při **transhudsonské orogenezi** (1,8-1,9 Ga). Mechanismus pozdější **grenvilské orogeneze** (1,0 Ga), byl patrně spojen se subdukcí Baltiky pod Laurentii. Vzniká již zmíněná **Rodinia**. Někteří autoři předpokládají, že do konce proterozoika se Wilsonův cyklus, reprezentovaný nejprve rozpadem superkontinentu a následnou kolizí a vznikem superkontinentu nového, zopakoval ještě jednou .

2.3.3.2. VÝCHODOEVROPSKÝ KRATON

Zahrnuje oblast baltského a ukrajinského štítu a přiléhající platformy a tvoří jádro evropského kontinentu. Na jihozápadě je omezen **Tornquist-Teisseyrovou linií**, na východě Uralem a na jihu mladšími orogenetickými pásmy. Skládá se z **3 hlavních segmentů** - Fennoskandie, Sarmatie a volžsko-uralské oblasti.

Fennoskandia je tvořena baltským štítem a přiléhající platformou, Sarmatia odpovídá ukrajinskému a voroněžskému masivu a přilehlé tabuli.

Baltský štít

Baltský štít představuje nejrozsáhlejší oblast výchozů prekambriických hornin v Evropě. Spolu s přiléhající východoevropskou tabulí tvoří nejstarší část kontinentu souhrnně označovanou jako **Paleoevropa** (též Fenosarmatia).

Nejstarší horninové soubory, katazonálně metamorfované archaické horniny (ruly, migmatity) tvořící tzv. **katarchaikum**, vystupují v nejsevernější části štítu. Do katarchaika byly zavrásněny mladší soubory **saamidy** a **belomoridy** při saamské, resp. belomorské tektogenezi na konci archaika a na začátku proterozoika. Spolu s katarchaikem vytvářejí protokratooní jádro baltického štítu - **kolský blok**. Mladší jednotkou jsou **karelidy** (2,07-1,90 Ga). Jsou složeny z metasedimentů, uložených v prostředí archaicky stabilizovaného šelfu. Celý vývoj karelid byl patrně spojen s otevíráním a uzavíráním intrakontinentálního **riftového systému**. V okolí jezera Oněga se v nich vyskytuje šungit - nejstarší uhlí řasového původu. Poněkud mladší jednotkou jsou **svekofenidy** (1,9-1,84 Ga), představující největší regionálně-geologickou jednotku baltského štítu. Vznikly **akrecí magmatických oblouků** v podmínkách akrečního orogénu a jsou složeny převážně z kyselých vulkanických hornin a klastických sedimentů. Jejich součástí je i významné likvidmagmatické ložisko železných rud Kiruna (výskyty magnetitu v syenitu). Závěr svekofenské orogeneze je provázen rozsáhlým intruzivním magmatismem, jehož výsledkem jsou i známé **žuly rapakivi** (1,7-1,55 Ga) s velkými vyrostlicemi růžových ortoklasů. Po vyvrásnění svekofenid nastupuje kontinentální režim s typickým molasovým vývojem **jotnického pískovce**, který sedimentoval v aridním prostředí. Představuje dosud nejstaršího známého zástupce facie kontinentálních červených pískovců (1,4-1,2 Ga). Na základě korelace geofyzikálních a paleomagnetických údajů někteří autoři předpokládají **korelaci mezi transhudsonskou a svekofenskou orogenezí** a hovoří o panscandooamerické orogenezi, která vedla ke vzniku proterozoického superkontinentu. Další jednotkou dotvářející stavbu baltského štítu jsou **gotidy** stabilizované při gotské orogenezi (1,4-1,6 Ga) a při JZ ukončení štítu **dalslandidy** velmi intenzivně vyvrásněné okolo 1 Ga. Posledně jmenované představují časový ekvivalent **grenvilské provincie** laurenského štítu.

2.3.3.3. ČESKÝ MASIV

Český masiv představuje neoidní **trošku prvohorního variského orogenu**, který měl rozhodující vliv na jeho konečné formování a kratonizaci. Proterozoické horniny byly ovšem nejprve postiženy **kadomskou** (panafrickou) **orogenezí**, která způsobila, že staropaleozoické horniny spočívají na proterozoiku s úhlovou diskordancí. Z regionálně-geologického hlediska se krystalinikum a předvariské paleozoikum Českého masivu dělí na: 1) moldanubickou oblast, 2) kutnohorsko-svrateckou oblast, 3) středočeskou oblast, 4) saskodurynskou oblast, 5) lužickou oblast, 6) moravskoslezskou oblast. Mladší nezvrásněné nebo pouze slabě zvrásněné sedimenty pokrývající varisky stabilizovaný Český masiv jsou reprezentovány marinními a kontinentálními uloženinami svrchního karbonu až kvartéru.

Prekambriické horniny Českého masivu jsou, podobně jako v jiných regionech, většinou značně metamorfované a převládají metamorfity a plutonity. Metamorfované horniny prekambria jsou vedle metamorfitů spodního paleozoika hojně zastoupeny především v oblasti moldanubické a saskodurynské. V historické geologii se pozornost bude soustředit

hlavně na slabě metamorfované a nemetamorfované horniny. Ty se vyskytují především ve střeodočeské oblasti.

Střeodočeská oblast

Hlavní výskyty proterozoika jsou v tepelsko - barandienské a železnohorské podoblasti.

V **tepelsko - barandienské podoblasti** jsou zastoupeny svrchnoproterozoické několik tisíc metrů mocné převážně klastické sedimenty tvořené především turbidity a gravitivity (flyšová sedimentace), dále vulkanity a místy i černými kyzovými břidlicemi a silicity. Ukládaly se patrně na okraji oceánské pánve s rychlou subsidencí a byly zvrátněny během kadomské orogeneze na konci proterozoika. V rámci podoblasti se vyčleňují dvě hlavní litostratigrafické jednotky - štěchovická a kralupsko-zbraslavská skupina.

Kralupsko-zbraslavská skupina je charakteristická **přítomností vulkanitů**, které lze využít i pro detailnější stratigrafické členění. Dokládají vývoj od bazického (spilitového) přes intermediární až po kyselý vulkanismus. Organické zbytky v sedimentech skupiny náležejí především sinicím, bakteriím a akritarchům.

Štěchovická skupina neobsahuje vulkanity a charakteristická pro ni je přítomnost intraformačních konglomerátů - tzv. dobříšských slepenců. Její celková mocnost nepřesahuje 3km. Z organických zbytků jsou přítomna akritarcha a jednobuněčné řasy.

V severozápadní části **Železných hor** se vyskytují silně tektonicky postižené mírně regionálně metamorfované svrchnoproterozoické sedimenty. Ekvivalent kralupsko-zbraslavské skupiny se vyznačuje větším podílem černých břidlic se sulfidy (pyrit, pyrhotin) a manganolity. Ložisko Fe-Mn rud u Chvaletic představuje **významný stratigrafický horizont**, který rozděluje vrstevní sledy na 1) předložiskové s převahou fylitů a drob a s polohami bazických vulkanitů, 2) ložiskové s karbonátovými rudami Mn a Fe a břidlicemi s pyritem a 3) položiskové, charakterizované zvýšeným podílem kyselého vulkanického materiálu. V nadloží pak vystupuje soubor označovaný někdy jako subkambrium, který je srovnáván se štěchovickou skupinou tepelsko-barandienské podoblasti. Na rozdíl od ní jsou zde však zastoupeny vulkanity a jeho ohraničení vůči nadložnímu kambriu není ostré.

Moravskoslezská oblast

Proterozoikum je zastoupené v brunovistuliku, moraviku a sileziku. Hlavní část představuje **brunovistulikum**, které je tvořeno magmatickými horninami a jejich krystalinickým pláštěm. Pararuly a zčásti migmatity převažují v severní části. Nejvýznamnější výskyty brunovistulika v širším okolí Brna tvoří **brněnský masiv**, menší povrchové výskyty vystupují v okolí Olomouce a Tišnova. Za jižní pokračování brněnského masivu je považován **dyjský masiv**. Brněnský masiv je **kadomského stáří** a je rozdělen tzv. metabazitovou zónou zhruba severojižního směru na východní a západní část. **Metabazitová zóna** představuje vulkanicko-plutonický (ofiolitový) komplex tvořený ultramafickými horninami, gabry, a diority, bazalty a kyselými vulkanity, který se svým složením blíží **oceánské kůře**. Západní část masivu je pestřejší a je tvořena granodiority až granity, časté jsou enklávy a reliktů starší kůry a bazických hornin. Ve východní monotonnější části jsou přítomny především tonality-granodiority.

Moravikum a silezikum tvořené především metamorfity, představují východní lem nasunutého moldanubika a lugika.

2.4. PALEOZOIKUM

Paleozoický eratem je součástí **fanerozoika** tvořeného ještě mesozoickým a kenozoickým eratemem. Má rozpětí zhruba **300 milionů let** a je nejdelším ve fanerozoiku. Dělí se na 6 útvarů, z nichž první čtyři jsou někdy označovány jako starší (spodní) paleozoikum a poslední dva jako mladší (svrchní) paleozoikum. Spodní paleozoikum na většině kontinentů začalo postupnou mořskou transgresí na nízko ležící pobřežní oblasti. Naopak konec prvohor je charakterizován celosvětovým ústupem moře.

Původně jednotný superkontinent **Rodinia** se začal rozpadat již během nejvyššího proterozoika a jeho rozpadání pokračovalo i v nejspodnějším paleozoiku. Největší kontinent představovala **Gondwana** zahrnující bloky jižní Ameriky, Afriky, Austrálie, Antarktidy, Přední Indie a Arábie. Ke Gondwaně patřila i dnešní jižní Evropa. Další významné kontinenty představoval laurentský kontinent, baltický kontinent, sibiřský kontinent, menší kazašský kontinent a dva čínské kontinenty. Na počátku paleozoika můžeme ještě sledovat doznívání **kadomské** (assyntské) orogeneze. Kolize kontinentů v paleozoiku měla za následek **kaledonskou** (spodní paleozoikum - uzavírání Japetu) a **variskou** (především svrchní paleozoikum - uzavírání Paleotethydy) orogenezi, která byla ukončena opětovným vznikem nového superkontinentu **Pangei**. Paleozoický geotektonický cyklus tedy začal rozpadem jenotného superkontinentu a končil jeho opětovným vytvořením doprovázeným tvorbou pásemných pohoří. Kaledonská orogeneze spolu s variskou reprezentují tedy Wilsonův geotektonický cyklus. V Evropě vytvořily její střední část, kterou německý geolog Hans Stille označil jako **Mesoevropa**.

Paleozoikum se na rozdíl od prekambria vyznačuje bohatým rozvojem fauny a flóry. V **kambriu** se explozivně objevují zástupci všech dnes známých živočišných **kmenů** - Porifera, Vermes, Coelenterata, Bryozoa, Brachiopoda, Mollusca, Arthropoda, Echinodermata a Chordata. Ve vývoji živočichů patří k charakteristickým znakům paleozoika zejména vývoj trilobitů (maximum v kambriu a ordoviku), velké rozšíření brachiopodů, bohatý rozvoj tabulárních a rugózních korálů a stromatoporoideí (hlavně silur a devon), bohatý rozvoj nautiloidních hlavonožců (od ordoviku) a ammonoidních hlavonožců od devonu, radiace ryb (od siluru), celosvětové rozšíření obojživelníků (karbon) a plazů (perm). Vývoj paleozoické fauny byl ukončen zatím největším známým **vymíráním** na hranici paleozoika a mesozoika.

Osídlení pevnin vyššími **rostlinami** můžeme sledovat až od siluru. V devonu se již objevuje v klimaticky příznivých podmínkách relativně souvislý rostlinný pokryv. Explozivní rozvoj a velké rozšíření výtrusných rostlin ve svrchním paleozoiku umožnilo vznik ložisek černého uhlí. V nejvyšším paleozoiku (svrchní perm) můžeme sledovat výraznou změnu ve složení flóry - výtrusné rostliny ustupují rychle se rozvíjejícím nahosemenným (hranice paleofytikum-mesofytikum).

2.4.1. SPODNÍ PALEOZOIKUM

2.4.1.1. ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ A CELKOVÁ CHARAKTERISTIKA

Spodní paleozoikum zahrnuje v evropském pojetí **čtyři útvary** - kambrium, ordovik, silur a devon. Je to období kaledonského orogenetického cyklu. První paleozoický útvar, tj. kambrium, se od zbývající části spodního paleozoika výrazně liší složením fauny, kde dominují velmi různorodí členovci jak s pevnými schránkami schopnými fosilizace (zejména trilobiti) tak pouze s měkkým tělem. Fauna ordoviku až devonu je taxonomicky výrazně bohatší. Na konci spodního paleozoika došlo k výraznému vymírání fauny a svrchnopaleozoická faunistická společenstva se od spodnopaleozoických zřetelně liší.

STÁŘÍ (Ma)	ERATEM		ÚTVAR	ODDĚLENÍ	STUPEŇ	
360	P A L E O Z O I K U M	S P O D N Í P A L E O Z O I K U M	DEVON	SVRCHNÍ	famen	
						frasn
					STŘEDNÍ	givet
						eifel
					SPODNÍ	ems
						prag
408						lochkov
				SILUR	SVRCHNÍ	přídolí
						ludlow
					SPODNÍ	wenlock
438						llandovery
				ORDOVIK	SVRCHNÍ	ashgill
						caradok
					SPODNÍ	llandeilo
						llanvirn
			arenig			
505				tremadok		
		KAMBRIUM	SVRCHNÍ			
				STŘEDNÍ		
				SPODNÍ		
550						

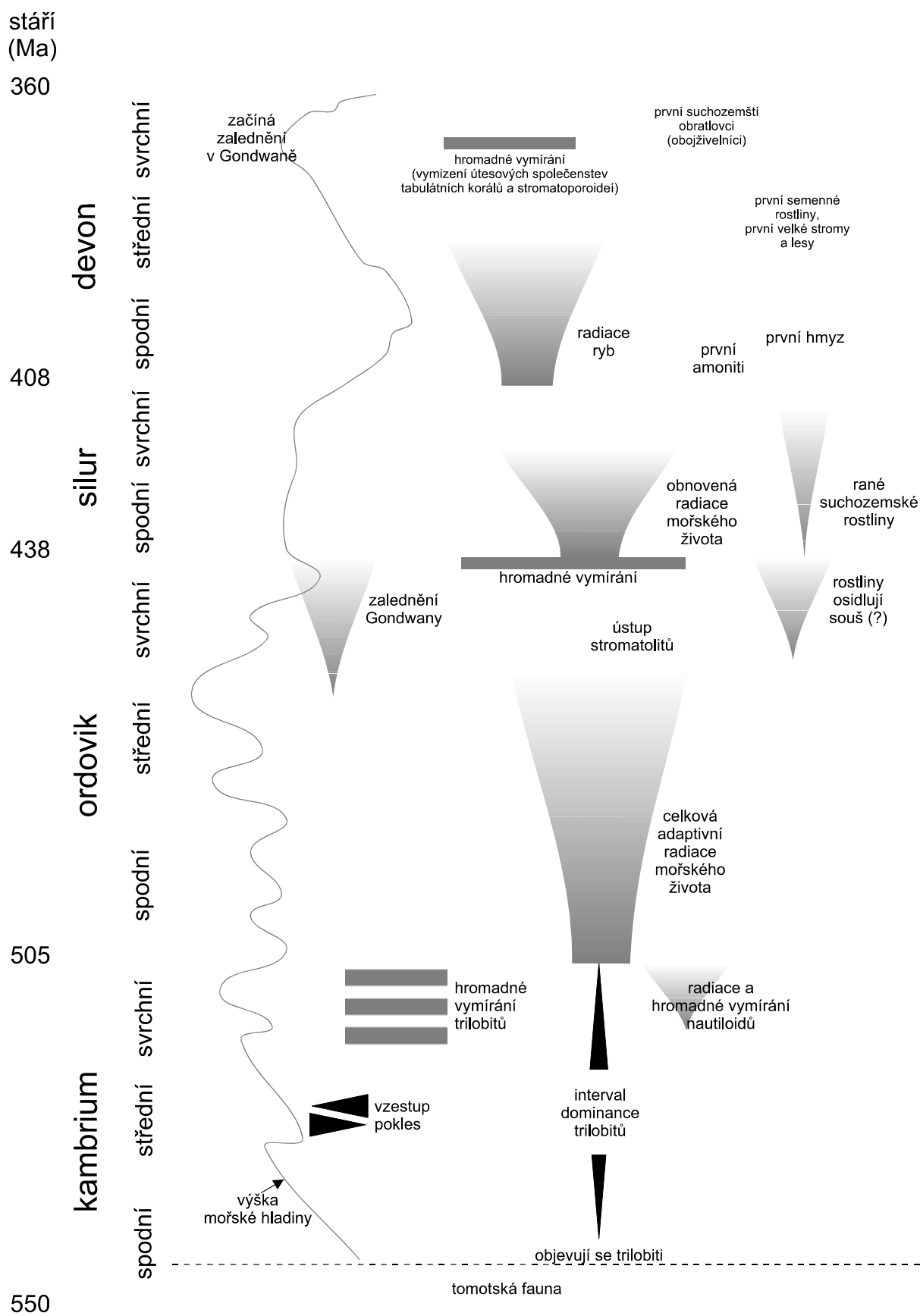
Obr. 30. Základní členění spodního paleozoika.

Název **kambrium** pochází z latinského označení Walesu - Cambria a byl poprvé použit v minulém století Sedgwickem pro spodní část vrstevního sledu ležícího diskordantně nad prekambriem. Původně se za bázi kambria považovalo objevení prvních trilobitů. V novější době se však zjistilo, že skupina drobných fosilií živočišných hub, ramenonožců a měkkýšů se objevuje již před prvním objevením trilobitů. Pro tuto nejnižší část kambria bylo zvoleno označení tomat. Podrobné výzkumy hraničního intervalu paleozoika a proterozoika vedly potom nedávno ke stanovení **stratotypu** této hranice v jihozápadní části poloostrova New Foundland, kde je báze kambria definována na bázi ichnofosilní zóny Phycodes pedum. Svrchní hranice kambria, tj. spodní hranice ordoviku je dána výskytem trilobitů a dendroidních graptolitů ordovického rázu. Kambrium rozdělujeme podle typických trilobitů na **tři oddělení** - spodní (olenellové), střední (paradoxidové) a svrchní (olenové). Rozdělení do globálně platných stupňů zatím není provedeno.

Název **ordovik** poprvé použil Angličan Lapworth v minulém století. Název je odvozen od latinského označení keltského kmene Ordoviciů, kteří žili v severním Walesu. Spodní hranice ordoviku je definována bází zóny dendroidních graptolitů Dictyonema flabelliforme, svrchní hranice bází graptolitové zóny Akidograptus acuminatus. Spodní ordovik je tvořen stupni tremadok, arenig, llanvirn a llandeilo, svrchní pak stupni caradok a ashgill. Tyto stupně jsou všechny definovány na **britských ostrovech** ve Walesu a v Anglii v oblasti nazývané Lake District. Jejich aplikace v **mediteránní oblasti** ve střední a svrchní části ordoviku naráží na určité problémy spojené s přítomností fauny jiné bioprovincie. Havlíček a Marek proto navrhli a definovali v Barrandieně regionální stupně dobrotiv, beroun, králodvor a kosov použitelné v mediteránní oblasti. Ordovik můžeme rozdělit do 16 graptolitových zón. Další stratigraficky významné skupiny představují v ordoviku trilobiti a konodonti.

Pojem **silur** použil poprvé anglický paleontolog Murchison v roce 1835 při studiu geologických poměrů ve Walesu. Odvodil ho od jména keltského kmene Silurů. V dnešním pojetí se silur dělí na spodní silur tvořený stupni llandovery a wenlock a svrchní silur tvořený stupni ludlow a přídolí. Biostratigrafické členění siluru je založeno především na **graptolitech** (celkem 41 graptolitových zón - to znamená, že jedna zóna má v průměru dobu trvání zhruba 500 000 let). Spodní hranice siluru je definována bází graptolitové zóny Akidograptus acuminatus, svrchní bází graptolitové zóny Monograptus uniformis. Vedle graptolitů představují další stratigraficky významné skupiny konodonti, trilobiti, ostrakodi a brachiopodi. Počátek siluru je charakterizován výraznou transgresí, která vrcholí ve wenlocku, kdy rozsah silurských moří dosahuje maxima. Svrchní silur je pak ve znamení regresí. Pro silur jsou typické dvě facie. Je to především **facie graptolitových břidlic**, která v siluru dosáhla celosvětového rozšíření, a **facie ortocerových vápenců**. Graptolitové břidlice bývají jílovité nebo prachovité, černě zbarvené, jsou bohaté grafitickou substancí a pyritem. Vedle graptolitů jsou v nich hojná akritarcha a místy i radiolárie, prakticky chybí bentos. Představují sediment pelagického stabilního prostředí, kde docházelo k malému prokysličování nižších poloh vodního sloupce. Ortocerové vápence se ukládaly v hlubší části šelfu nebo na submarinních elevacích a reprezentují často přechod mezi čistě karbonátovými faciemi a graptolitovými břidlicemi.

Devon definovali dva význační angličtí geologové Sedgwick a Murchison. V roce 1839 zjistili, že fosilie tohoto útvaru mají přechodný charakter mezi silurem a karbonem a nový útvar pojmenovali podle hrabství Devonshire na jihozápadním pobřeží Anglie. Devon se dělí na spodní (stupně lochkov, prag, ems), střední (stupně eifel, givet) a svrchní (stupně frasn, famen). Vedle **britských ostrovů** jsou dalšími klasickými územími pro devonskou stratigrafii **Barrandien** (jsou zde definovány první 2 stupně), **Rýnské břidličné pohoří** a Ardeny (jsou zde definovány následující 2 stupně) a dinantské synklinorium v Belgii (jsou zde definovány



Obr. 31. Hlavní události spodního paleozoika, upraveno podle Stanley (1992).

zbývající 3 stupně). Paleogeografická a faunistická diference ve spodním devonu vede k odlišení stupňového členění regionálních stupnic.

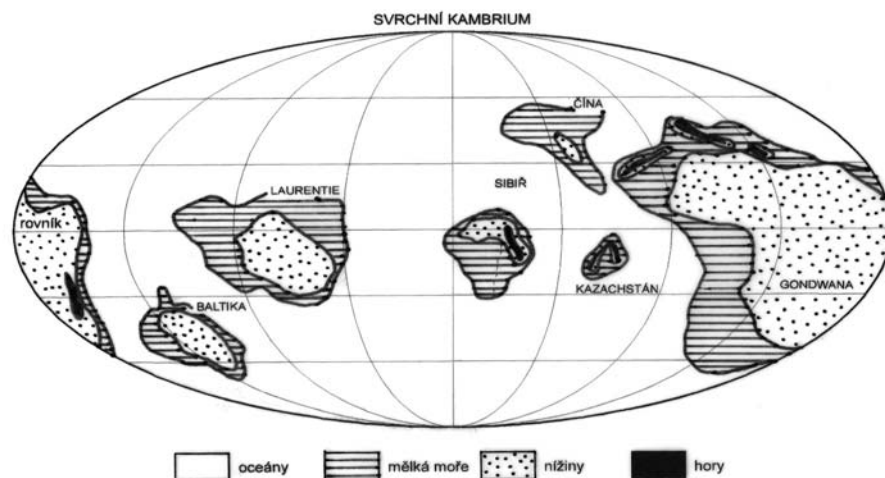
Faciálně můžeme v devonu rozlišit 3 hlavní vývoje:

- **Vývoj old redu** vznikající v kontinentálním nebo lagunárním prostředí a zastoupený červeně zbarvenými pískovci a slepenci, se zbytky rostlin, ryb a eurypteridů.
- **Rýnský vývoj** ukládající se v příbřežních oblastech v dosahu přínosu klastického materiálu. Převládají v něm klastické sedimenty dosahující značných mocností a bentózní fauna.
- **Český vývoj** zahrnující uloženiny pelagického prostředí bez přínosu hrubšího klastického materiálu. Převládá karbonátová nebo pelitická sedimentace a vedle bentosu je podstatně zastoupen nekton i plankton.

I pro devon jsou typické určité facie. Ve spodním devonu reprezentuje nejhlubší prostředí pelagiálu facie graptolitových břidlic. Záhy je vystřídána fací **tentakulitových břidlic** přecházející do mělkých facií tentakulitových vápenců. V oblasti elevací nebo v oblastech od pobřeží vzdálených vznikají facie **hlíznatých vápenců s hojnými amonity**. Příkladem mohou být klymeniové vápence ve svrchním devonu. Další typickou facií jsou **útesové vápence**, které ke konci devonu (na hranici frasnú a famenu) náhle mizí. Stratigraficky nejvýznamnější skupinu představují v devonu konodonti, stratigraficky významní jsou tentakuliti a ve spodním devonu ještě graptoliti, kteří na rozhraní pragu a emsu vymírají. První amoniti se objevují v emsu a záhy se stávají stratigraficky velmi důležitou skupinou. Ve svrchním devonu narůstá stratigrafický význam bentózních foraminifer a rostlinných spór.

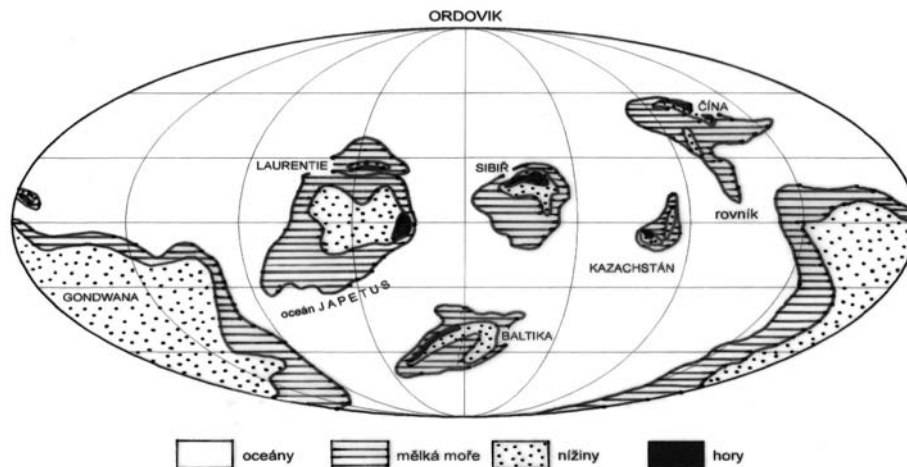
2.4.1.2. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONICKÉ PROCESY

V kambriu byla největším kontinentem **Gondwana** protínaná rovníkem a tvořená prekambriky konsolidovaným jihoamerickým, africkým, indickým, arabským, australským a antarktickým kratonem, Arábií a jižní Evropou. V nízkých zeměpisných šířkách se nacházely kontinent laurentský, sibiřský a kazašský. Čínský kontinent ležel ve vyšších zeměpisných šířkách severní polokoule a Baltika ve vyšších zeměpisných šířkách jižní polokoule. Rozsah kambriky teplé klimatické zóny dokumentují archeocyátové vápence, ložiska evaporitů a facie červených pískovců zjištěné na území Kanady, Indie a Austrálie. Zatímco na počátku kambria ležely kontinenty ještě blízko sebe, během kambria docházelo k jejich **rychlému vzdalování**. Z hlediska eustatických změn vodní hladiny je pro spodní kambrium příznačná celosvětová transgrese, která dosahuje maxima ve střední části kambria, zatímco svrchní kambrium je v mnohých oblastech charakterizováno regresemi a hiáty.



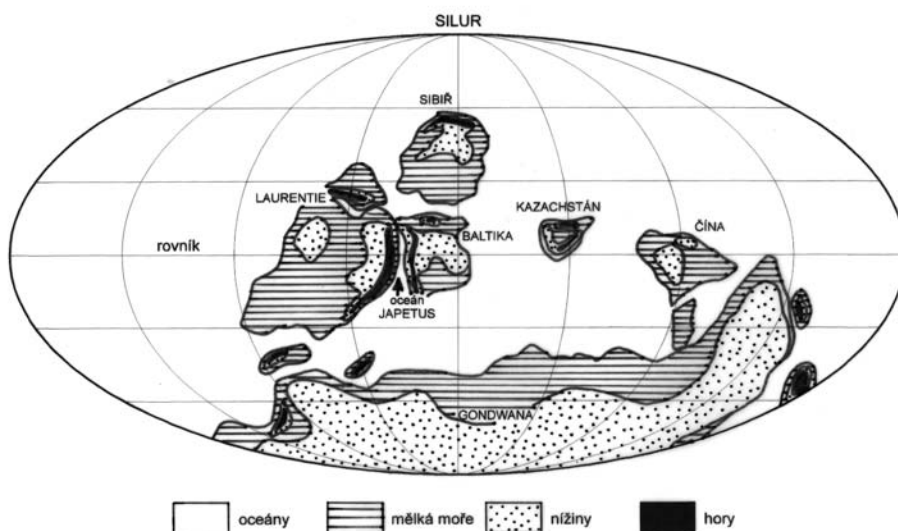
Obr. 32. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země ve svrchním kambriu, upraveno podle Stanley (1992).

V ordoviku ležela Gondwana na jižní polokouli částečně v polární oblasti. Laurentie s bloky Eurasie byla situována v blízkosti rovníkové zóny. Oproti kambriu se zvýraznila klimatická zonálnost. Během ordoviku došlo k výrazným paleogeografickým změnám. **Baltika** se rychle přemísťovala z oblasti blízko jižního polárního kruhu do oblasti rovníkové. U **Gondwany** můžeme pozorovat posun do oblasti jižního pólu, spojený se **zaledněním** ke konci ordoviku. Přítomnost červeně zbarvených sedimentů s polohami evaporitů a intenzivní tvorba útesů, indikující teplé aridní klima, je charakteristická pro východní Sibiř, Kanadu, USA i východní okraj Antarktidy. Oblast jižního pólu ležela v ordoviku v severní části afrického štítu. V této oblasti Gondwany proběhlo ve svrchním ordoviku zalednění a ledopec pokrýval patrně značnou část Gondwany. Ovlivnil i klima a faunu Barrandienu, který se spolu s dalšími částmi jižní Evropy nacházel v **perigondwanské oblasti** v západní části Paleotethydy. Fauna jižní Evropy náležela **selenopeltisové** provincii a je tak mnohem chladnomilnější než fauna asaphidové provincie Baltiky. Z hlediska sedimentace představuje ordovik jeden sedimentační celek s výraznou transgresí ve spodním ordoviku a významnou regresí v nejsvrchnějším ordoviku. Transgrese dosáhla maximálního rozsahu ve stupni karadok (beroun) ve svrchním ordoviku.



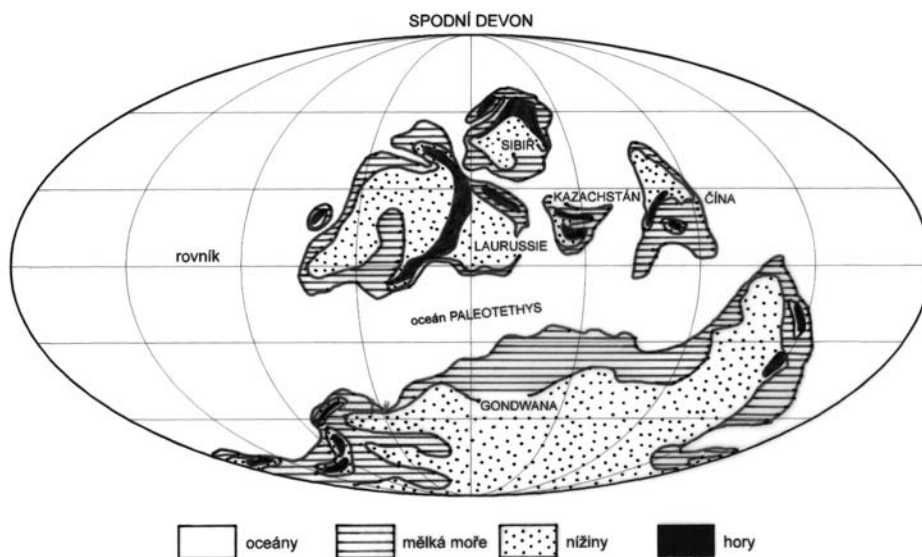
Obr. 34. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země v ordovíku, upraveno podle Stanley (1992).

Během **siluru** dochází k výrazným paleogeografickým změnám. Kolize Baltiky, Laurentie a perigondwanského mikrokontinentu **Avalonie** vytváří v závěru kaledonské orogeneze jeden veliký kontinent. Podle typické červeně zbarvené kontinentální siliciklastické facie, charakteristické pro období po skončení horotvorných pochodů, se nazývá kontinent **Old Redu** nebo také **Laurusie**. Je situován spolu s čínským a kazašským kontinentem v rovníkové zóně. Největší kontinent - Gondwana - se posouvá spolu s **perigondwanskými mikrokontinenty** v Paleotethydě k severu a poloha jižního pólu se přesouvá do jižní Afriky.



Obr. 35. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země v siluru, upraveno podle Stanley (1992).

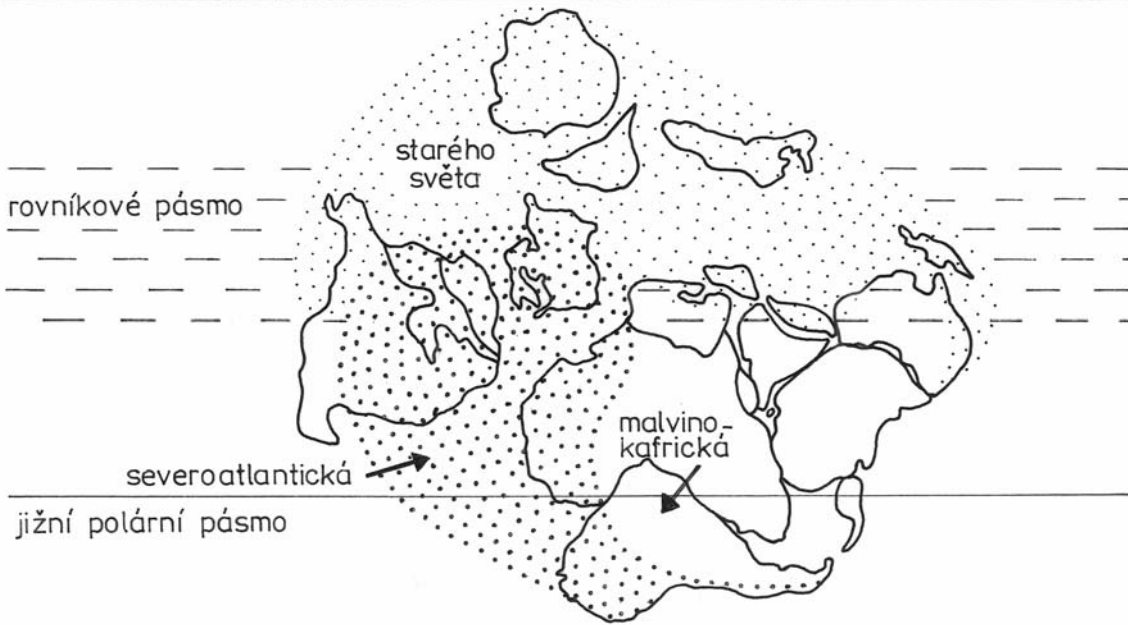
Afrika a jižní Amerika zůstávají pod vlivem chladného klimatu. Značná část Afriky byla patrně ještě **zaledněna** i během siluru. Severní pól se oproti ordoviku přemístil z oblasti dnešního středního do oblasti dnešního severního Tichého oceánu. Na sever se do mírnějšího pásma přesouvá i sibiřský kontinent. Klima v siluru bylo výrazně teplejší než v ordoviku. Nasvědčuje tomu rozsáhlá tvorba organogenních a útesových vápenců a ložisek evaporitů v Severní Americe, na baltském štítu, ruské tabuli a na sibiřském štítu. Zvláštními klimatickými indikátory pro teplé až horké oblasti jsou v mořích **útesy**. Na severní polokouli pás útesových vápenců zahrnuje v siluru švédský ostrov **Gotland**, útesy ve východní a severovýchodní Severní Americe (Niagara), na západě Severní Ameriky (Nevada), na severu Asie (Novosibiřské ostrovy, Verchojansk) a ke konci siluru útesy v severozápadním Pákistánu. Na jižní polokouli se táhnou významné korálové útesy od Queenslandu až k Tasmánii. Podnebí se během siluru mění od vlhkého na počátku k suchému a teplému na konci. Biogeografické provincie nejsou v siluru tak zřetelné jako v ordoviku a fauny mají kosmopolitní ráz. Až ve svrchním siluru se fauna v důsledku regrese a paleogeografických změn začíná diferencovat.



Obr. 36. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země ve spodním devonu, upraveno podle Stanley (1992)

V **devonu** byla paleogeografická pozice hlavních kontinentů velmi podobná jako v siluru. Pouze další mikrokontinenty v perigondwanské Evropě (moldanubický, armorický, iberský) se posouvají více na sever a přibližují se k Laurusii. Faunistické bioprovincie se nejvýrazněji projevují ve spodním devonu. Během oteplování se ve středním a svrchním devonu rozdílily mezi provinciemi postupně stíraly, po ochlazení ke konci devonu (famen) můžeme sledovat novou výraznější provincialitu. Široký pás **útesových vápenců** a značný výskyt červeně zbarvených sedimentů ukazuje, že po většinu devonu existovalo velmi teplé aridní klima.

severní polární pásmo



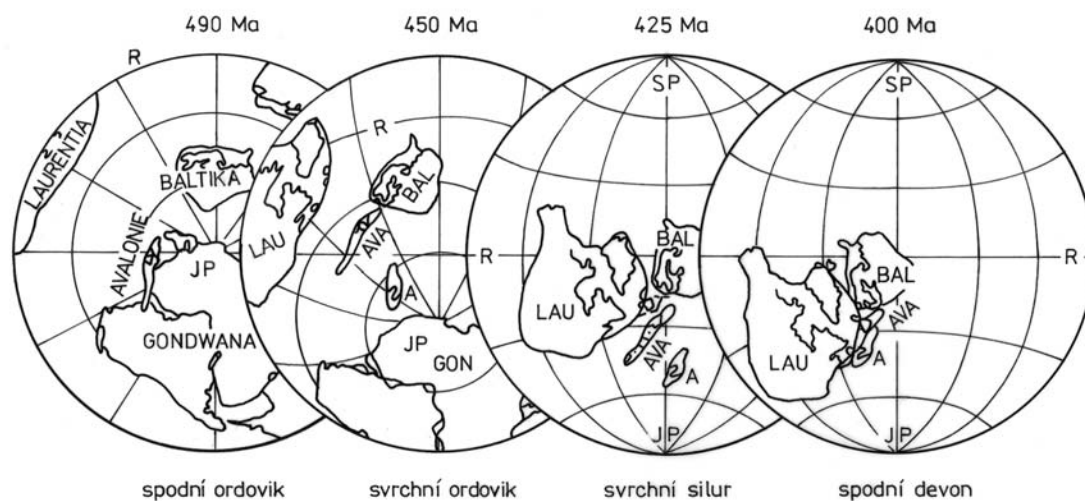
Obr. 37. Rozmístění kontinentů, klimatická zonálnost a hlavní paleobiogeografické provincie ve spodním devonu, upraveno podle Rogers (1994).

Z hlediska **tektonických procesů** je spodní kambrium ještě charakterizováno dozníváním procesů kadomské orogeneze. Ve svrchním kambriu můžeme již pozorovat projevy sardinské fáze **kaledonské orogeneze**, které v oblasti Paleotethydy doznívají až do spodního ordoviku. V kaledonské mobilní zóně došlo během ordoviku k výraznému **zúžení Japetu** konvergentními pohyby mezi Baltikou a Laurentií. To se projevilo ke konci ordoviku i podobností mělkovodní šelfové bentózní fauny na obou stranách. Počátek vzniku britských kaledonid je spjat s **grampianskou fází** ve spodním ordoviku. Do spodního ordoviku a středního ordoviku spadá rovněž **finmarkská fáze** - počátek vzniku skandinávských kaledonid spojený s obdukci oceánských hornin ofiolitové skupiny. Při obdukci se tyto šupiny oceánské kůry nasouvají na horniny kontinentální desky.

Ve svrchním ordoviku se projevila v Severní Americe **takonská fáze** vytvářející Takonské pohoří v Apalačích. Intenzivní subdukce byla v ordoviku doprovázena živým vulkanismem, výlevy bazaltů (mandlovců), polštářových láv a kumulací tufů. Maximum této činnosti je zaznamenáno ve stupních arenig a llandeilo.

Z hlediska horotvorných procesů představuje silur ukončení hlavních etap kaledonské orogeneze. Na počátku siluru doznívají ještě projevy takonské fáze, během **mladokaledonské fáze** ke konci siluru vrásní kolize Laurentie a Baltiky rozsáhlé pásemné pohoří severojižního směru. V paleotethydní oblasti pak konvergentní pohyb Avalonie proti Laurentii a Baltice vedl ke konci siluru k vytvoření dalšího pásemného pohoří táhnoucího se podél jižního okraje Baltiky.

Ve spodním devonu ještě doznívají projevy kaledonské orogeneze, ve svrchním devonu se objevují první projevy nastupující **variské orogeneze** (reusská fáze na jeho bázi, bretonská fáze na hranici devonu a karbonu). V Severní Americe probíhá kolize avalonského mikrokontinentu s jihovýchodním okrajem Laurentie. Jako celek však devon představuje tektonicky velmi klidné období, což je doloženo celosvětově velmi rošířeným ukládáním vápenců.



Obr. 38. Paleogeografie kaledonského orogenetického cyklu od spodního ordovíku do spodního devonu s vyznačením hlavních kontinentálních bloků, A - Armorika, AVA - Avalonie, BAL - Baltika, GON - Gondwana, LAU - Laurusie, JP - jižní pól. SP - severní pól, R - rovník. Upraveno podle Torsvik et al. (1992).

2.4.1.3. ŽIVOT VE SPODNÍM PALEOZOIKU

2.4.1.3.1. FLÓRA

Nižší rostliny

Z planktonu dosahují v ordovíku maxima diverzity **akritarcha**. Na konci ordovíku jsou výrazně postižena vymíráním a po zbývající část spodního paleozoika již takového stupně rozrůznění nedosáhnou. V mořském bentosu je flóra ordovíku charakterizována vyšším zastoupením zelených a červených řas, které se ještě zvětšuje v devonu.

Vyšší rostliny

Na základě palynologických nálezů se první výskyty **mechorostů** předpokládají již v ordovíku. Během siluru se v mělkých vodách objevovalo značné množství plovoucích řas, které byly občas vyvrhovány na břeh. Aby se na souši mohly uchytit, potřebovaly vytvořit kořenový systém a cévy s pevnými stěnami na rozvod vody ze země. Svrchnosilurská a devonská invaze rostlin na souš byla umožněna nárůstem volného kyslíku v atmosféře, který vedl ke vzniku dostatečně silné ozónové vrstvy, zachycující značnou část ultrafialového záření dopadajícího na zemský povrch. To otvíralo nové volné oblasti, které mohly být osídleny živou hmotou. Nejprve to byla **Psilophyta**, skupina necelý metr vysokých tajnosnubných rostlin nečleněných na stonek, listy a kořen, která nemá dnes žádné žijící příbuzné. Ve svrchním siluru byla zastoupena např. rodem *Cooksonia* známým i z Barrandienu. Ve spodním devonu byla hojná zejména ve vlhkém prostředí močalovitých a bahnitých půd.

Ve spodním devonu dochází k dalšímu tvarovému rozrůznění. K psilofytům přistupují první **plavuňovité** (Lycophyta), **kapradiny** (Pteridophyta) a **přesličkovité** (Sphenophyta), jejichž rozvoj je již pro střední část devonu charakteristický. Vznik kořenového systému, mohutnější cévní svazky a listy činily tyto formy mnohem efektivnější ve využívání energetických zdrojů. Kořeny a silné cévy byly lépe uzpůsobeny k nasávání živin a vody z půdy. Listy daleko lépe zachycovaly sluneční energii. Silné cévní systémy podporovaly stonky a umožňovaly tak větší vzrůst. Suchozemské rostliny vyvíjejí čím dál větší (makrofylní) listy s žilnatinou, které nahrazují většinou zatím zpeřené a ještě ne ploché listy. Stávají se tak méně závislé na vlhkých oblastech při břehu. Pod tlakem mnohem úspěšnějších, rychle se rozvíjejících vyvinutějších skupin psilofyta ke konci devonu mizí. Ke konci devonu došlo k zvlhčení klimatu, které napomáhalo dalšímu rozšíření areálů obývaných bujnou vegetací a rozšíření prvních **pralesů**.

Všechny tyto první cévnaté rostliny byly dosud vázány na vodní prostředí. Jejich rozmnožovací cyklus se vyznačoval střídáním pohlavní a nepohlavní generace. Spojení s vodním prostředím přerušily až první **semenné rostliny**. Zkrátily rozmnožovací cyklus tak, že přenesly zranitelné pohlavní rostlinky pod ochranu svých korun a samčí rostlinku pohlavní generace zredukovaly na drobné pylové zrno a samičí rostlinku na větší vajíčko. Oplodnění tak přenesly z vodního prostředí do korun stromů. Tato změna otevřela před prvními semennými rostlinami další rozsáhlé areály doposud neosídlené souše. První zástupci, kteří se objevují ke konci devonu, náleží **kapradosemenným** (Pteridospermophyta) .

2.4.1.3.2. FAUNA

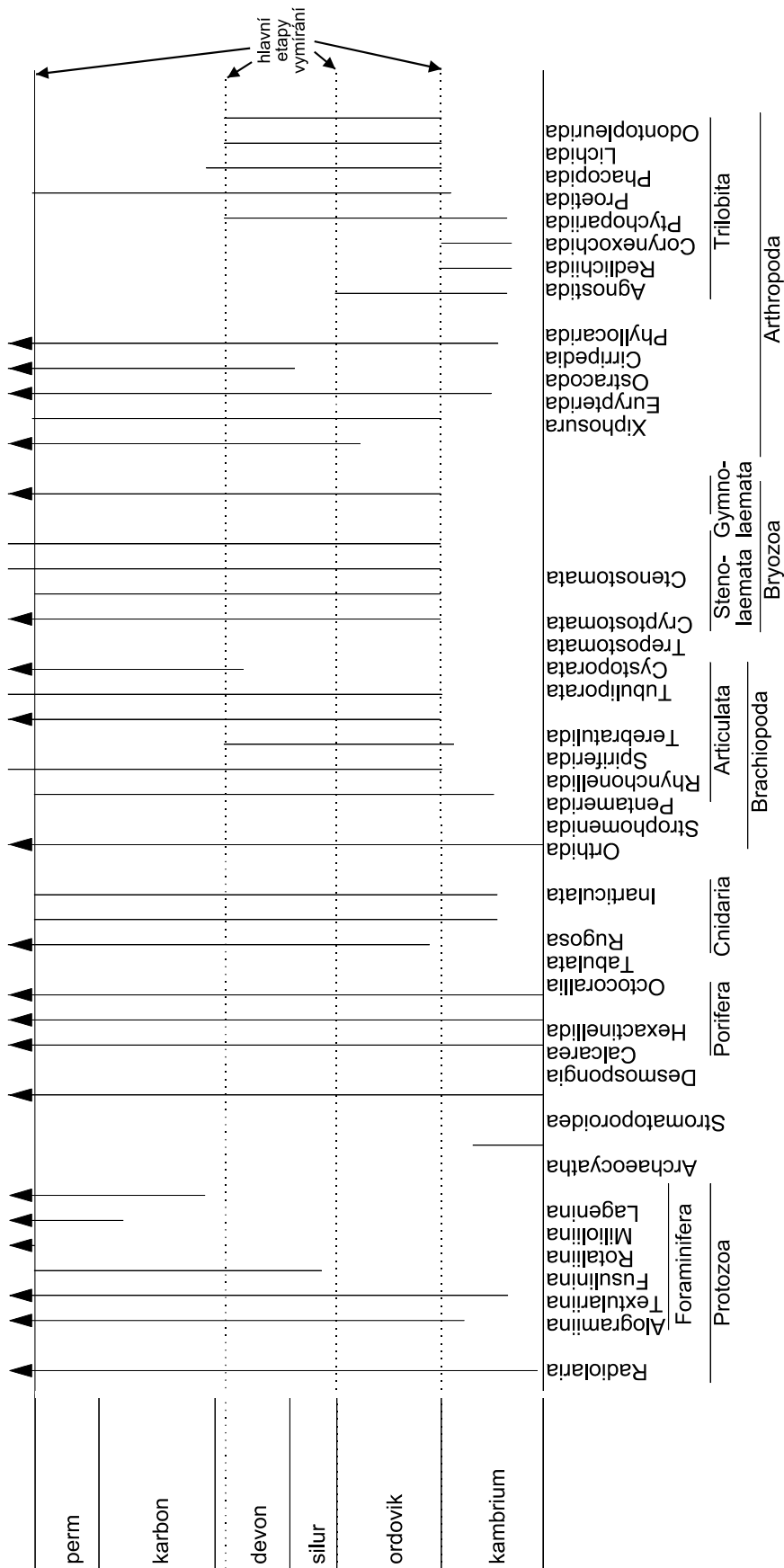
Kambrium

Kambrická fauna je snadno rozpoznatelná převahou **trilobitů**, zatímco ordovická fauna má již zřetelně paleozoický charakter. Poslední kambrické vymírání postihlo velký počet trilobitových rodů a tato skupina ztrácí tímto vymíráním své dominantní postavení.

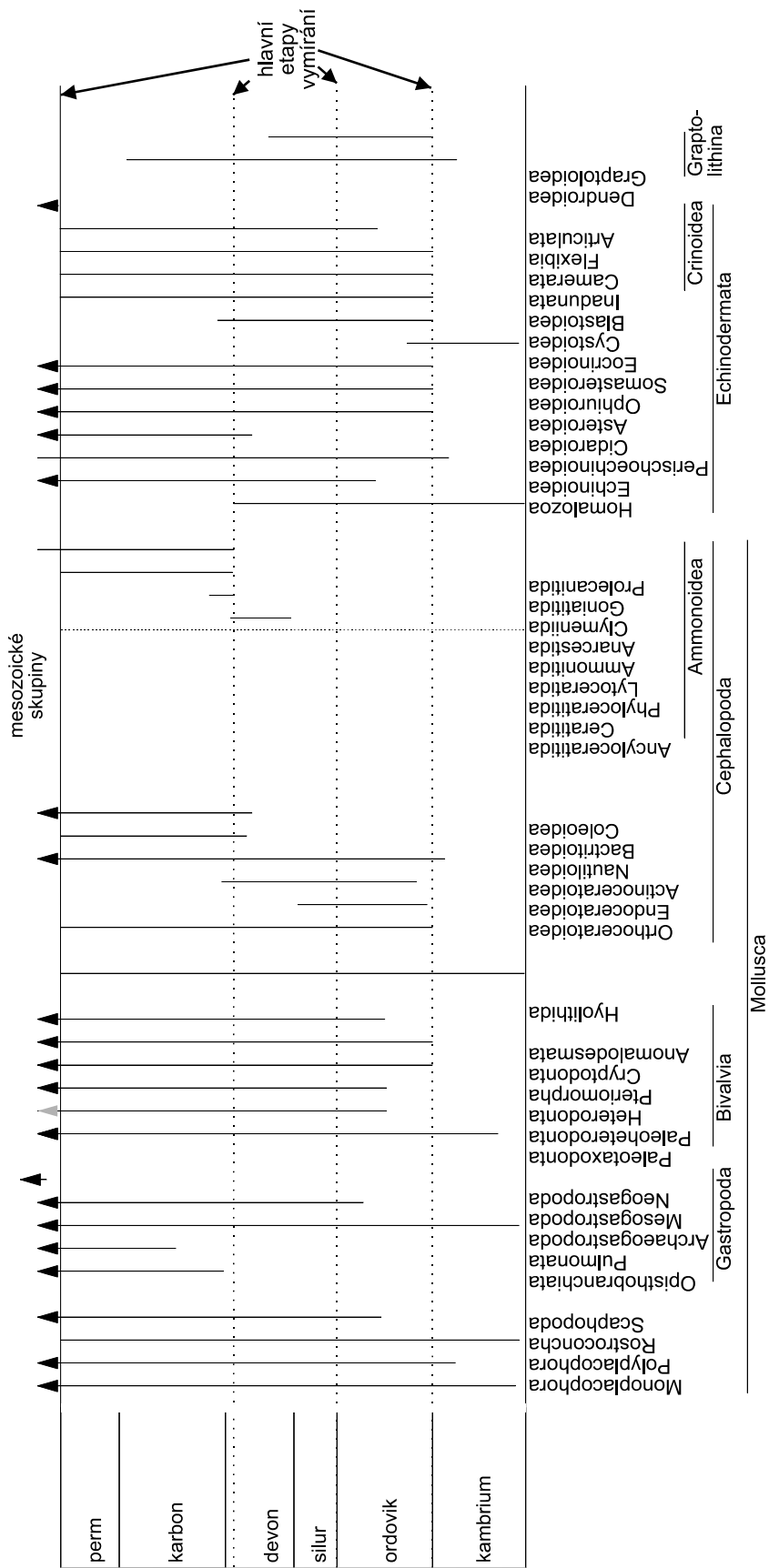
Spodnokambrické fosilie se výrazně liší od ediakarské fauny svrchního proterozoika přítomností **pevných schránek**. Při tvorbě pevného skeletu sehrály zřejmě významnou roli chemické změny v oceánu (vyšší obsahy fosforečnanu vápenatého a uhličitanu vápenatého) i zvýšené obsahy kyslíku v atmosféře (asi 3% dnešní úrovně) umožňující organismům energeticky náročnější biochemické pochody při biomineralizaci.

Vedle skeletálních zbytků však v kambriu nacházíme i fauny s neobvykle četnými otisky živočichů s měkkým tělem. Jsou označovány jako fauny **burgesského typu** podle světoznámé středněkambrické lokality u Burgess Pass (Burgesského průsmyku) v Britské Kolumbii v Kanadě. Ve zdejších břidlicích umožnily tafonomické podmínky mimořádně dobré zachování fosilií. Nově byla obdobná fauna objevena i ve spodním kambriu v Číně, ve vrstvách asi o 10 miliónů mladších než je začátek kambria a o 15 miliónů let starších než je fauna z Burgess Pass. Tento typ fauny ukazuje, že moderní skupiny živočichů se vynořily téměř najednou v období rychlého rozrůznění do základních stavebních plánů, které se pak dále během fanerozoika jen obměňují na dané téma. Paleontologové mluví o tzv. kambrické explozi. Toto mimořádně zajímavé společenstvo je tvořeno zástupci prakticky všech dnes žijících živočišných kmenů i zástupci skupin, jejichž systematické zařazení je stále diskutováno. Typ burgesské fauny nepřekračuje střední kambrium a jeho význam pro pochopení historie života na naší planetě není zřejmě stále doceněn.

V kambriu můžeme rozlišit fosilie nejspodnější části - **tomotu** - a zbývající části kambria. Fosilie tomotu jsou malé, zahrnují zbytky hub, hyolitů a měkkýšů převážně s fosforitovými schránkami. Po tomotu ve vyšší části kambria dominují ve společenstvech trilobiti, dále především **inartikulátní brachiopodi**, hyoliti a Monoplacophora. Převahu nabývají schránky tvořené CaCO₃.



Obr. 39. Stratigrafický rozsah významných živočišných skupin v paleozoiku a hlavní etapy vymírání, upraveno podle Rogers (1994).



Obr. 40. Stratigrafický rozsah vybraných skupin bezobratlých v paleozoiku a hlavní etapy vymírání, upraveno podle Rogers (1994).

Významnou skupinu horninotvorných fosilií představují ve spodním kambriu **archeocyáti**, kteří vytvářejí kambrické **útesy**, jejichž úzké pruhy dlouhé přes 200km nalezneme v Severní Americe, na Sibiři, v Austrálii a Antarktidě. Na konci spodního kambria tato skupina vymírá. Spolu s nimi se účastní hojně na stavbě kambrických hornin i živočišné houby Porifera.

V kambriu se objevuje všech pět tříd měkkýšů - Monoplacophora, Cephalopoda, Gastropoda, Bivalvia, Polyplacophora. Monoplacophora, která byla dlouho považována za vyhynulou skupinu, se objevují již ve spodním kambriu. Hojní **hyoliti** s kuželovitými vápnitými schránkami s víčkem patří k měkkýšům nejasné systematické pozice. Cephalopoda zastoupená **loděnkovitými** (Nautiloidea) a ostatní jmenované třídy, nehrají v kambrické fauně ještě zdaleka takovou roli, jako od ordoviku výše.

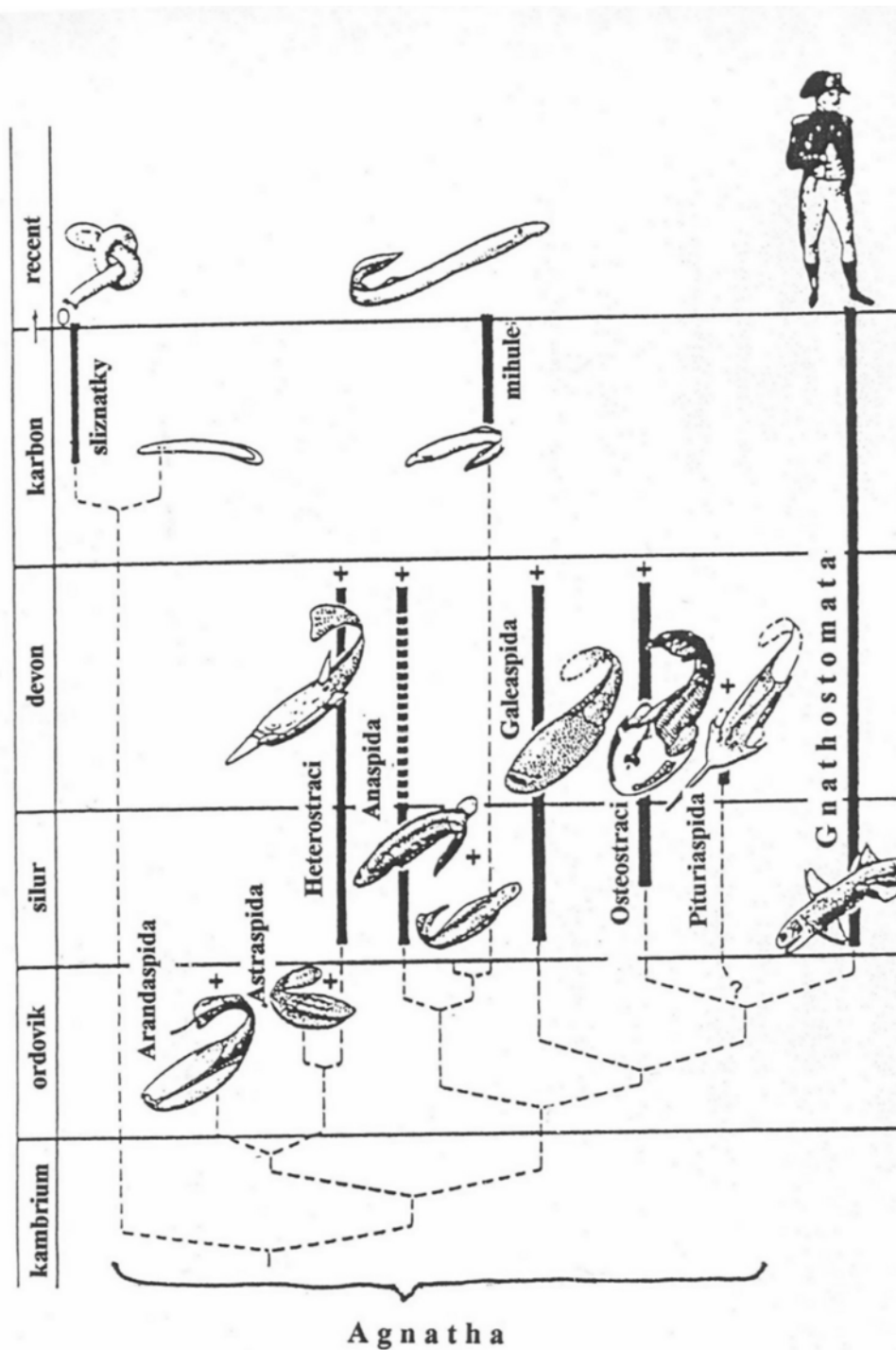
Nejvýznamnější kambrickou skupinou jsou **trilobiti** (tvoří 60% všech druhů popsanych v kambriu). Vedle již zmiňovaných a pro stratigrafii kambria nejdůležitějších rodů *Olenellus*, *Paradoxides* a *Olenus* charakterizují střednokambrickou trilobitovou faunu zvláště zástupci rodů *Eccaparadoxides*, *Hydrocephalus*, *Elipsocephalus*, *Conocoryphe*, *Sao* aj. Pro pelagické prostředí jsou typické formy s redukováným počtem hrudních článků a hlavovým štítem podobným chvostovému ze skupiny agnostidních trilobitů. Na konci spodního kambria došlo k prvnímu velkému **vymírání trilobitů**, kdy olenellidní trilobiti spolu s archeocyáty vymírají. Další tři vymírání jsou zaznamenána ve svrchním kambriu a poslední hromadné vymírání pak na závěr kambria. Obvykle bývá spojováno s teplotními změnami a nástupem anoxických podmínek na dně moří.

Vedle trilobitů mají v kambriu významné zastoupení **brachiopodi** (30% všech popsanych druhů). Ve spodním kambriu jsou zastoupeny **inartikulátními** taxony (např. *Lingulella*, *Obolella*). Jejich schránka byla tvořena často směsí chitinu a fosforitu. **Articulata**, která se objevují až ve středním kambriu, tvořila jednu z nejpočetnějších složek epifauny a infauny s filtrátorským způsobem života. Jejich zástupcem v českém kambriu je např. *Bohemiella*. Zaznamenány jsou první výskyty foraminifer a radiolárií.

Ostnokožci jsou v kambriu zastoupeni skupinami Cystoidea, Blastoidea, Eocrinoidea, Carpoidea, Crinoidea, Edrioasteroidea a Holothuroidea. Morfologicky i způsobem života podobná plošákům (Carpoidea) byla **Calcichordata**, z nichž např. *Ceratocystis* je význačnou fosilií českého středního kambria.

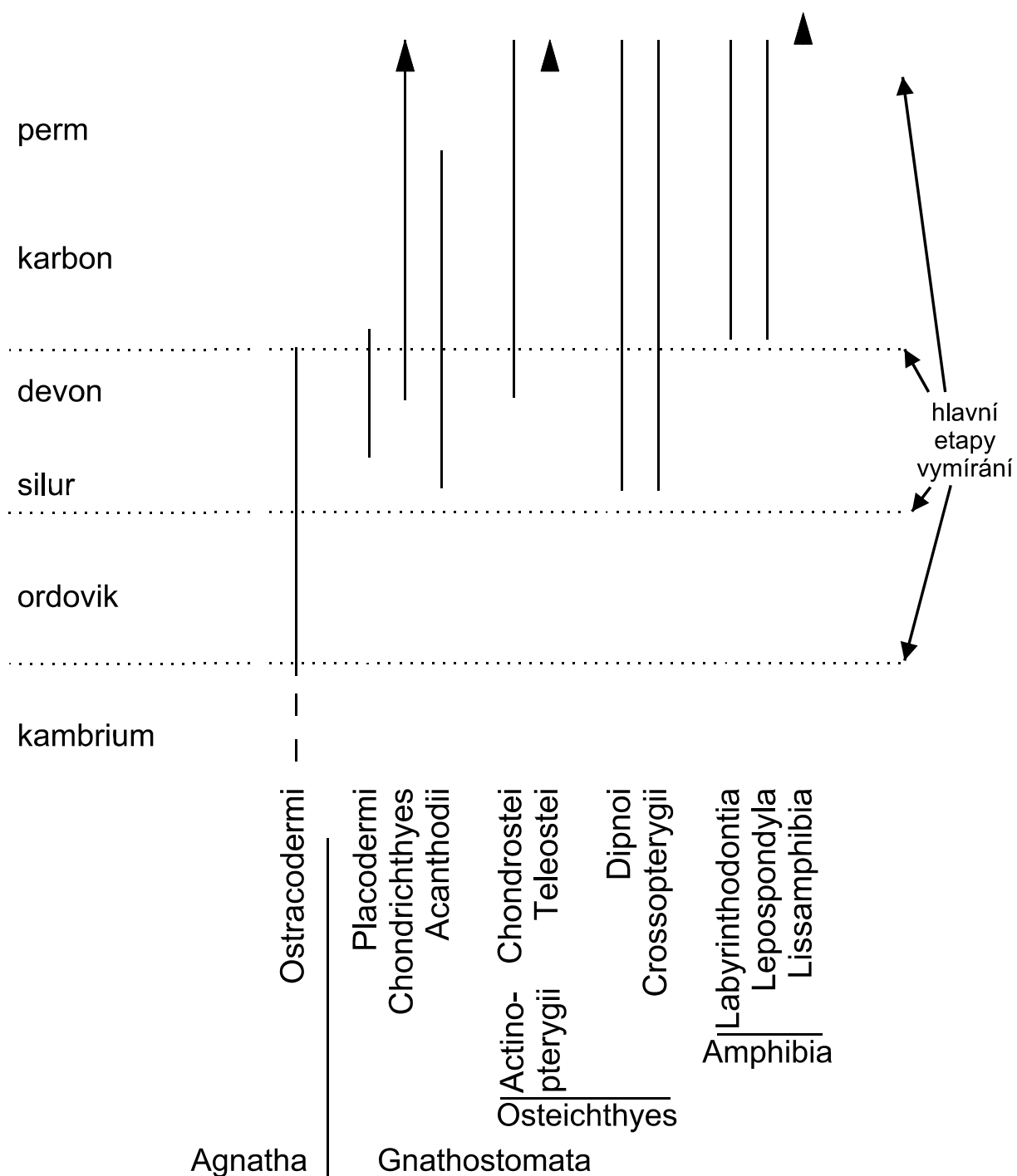
Stratigraficky velmi významnou spodnopaleozoickou skupinu představují **Graptolithina** náležející do kmene Hemichordata. V kambriu jsou zastoupena skupinou bentózních a pseudoplanktonních koloniových forem (**Dendroidea**).

V burgesské fauně se objevují i **strunatci**. V burgesských břidlicích je to známější *Pikaia gracilens* a v jinanšanských vrstvách spodního kambria jižní Číny pak *Cathaymyrus diadexus*. Oba druhy těchto drobných živočichů s rybičkovitým či úhořovitým tělem a některými znaky **cefalochordátů** (notochorda, myotomy, žaberní štěrby) ukazují na to, že i evoluce strunatců je velmi časným jevem, jehož první kroky proběhly během kambrické exploze. Úsvit strunatců nelze spojovat s calcichordátovým stadiem jako výchozím. Toto stadium patří až zřejmě k možným v rámci následující radiace. Pro první strunatce se spíše jeví příznačnější živočich podobný **kopinatcům**. Z pohledu fosilních dokladů zůstává v divergenci ostnokožců, polostrunatců a strunatců ještě mnoho nejasného. Během kambria však dochází i k nástupu vertebrat. Jak ukazují nálezy kambrických prvotních konodontů (Conodontochordata) došlo uvnitř strunatců k posunu od detritofágního způsobu života k predaci, která vyžadovala tvorbu pevných zubních prvků (konodontových elementů). Byly složeny z fosforečnanu vápenatého a jejich tvorba byla spojena zřejmě s agresí. Teprve později, až se dal do pohybu běh evoluce vertebrat, byly pevné elementy využity i pro ochranné účely. Ještě během nejvyššího kambria se setkáváme s kožními kostmi či deskami **bezčelistnatců** (Agnatha) a v siluru s čelistmi (Gnathostomata).



Obr. 41. Vývojové vztahy a stratigrafické rozšíření bezčelistnanců (Agnatha). Skupina recentních kruhoustých (Cyclostomata = mihule a sliznatky) není holofyletická. Upraveno podle Forey & Janvier (1993).

Většina kambričských živočichů byla herbivorní a jejich potravou byly řasy - především sinice vytvářející stromatolity a planktonní akritarcha, představující významné prvotní producenty. K dravcům patřili především trilobiti, členovci a jim příbuzné skupiny v burgesské fauně a někteří červi a obratlovci.



Obr. 42. Stratigrafický rozsah hlavních skupin rybovitých obratlovců a obojživelníků v paleozoiku a hlavní etapy vymírání, upraveno podle Rogers (1994).

Ordovik - devon

U jednobuněčných organismů dochází k prvnímu velkému rozrůznění **vápnitých foraminifer** (jsou reprezentované během spodního paleozoika téměř výlučně bentózními zástupci) až během devonu. Ve svrchním devonu představují stratigraficky významnou skupinu. K důležitým rodům patří *Multiseptida*, *Eonodosaria*, *Eogeinitzina* ve svrchním frasně a *Quasiendothyra* ve famenu. V pánevních faciích jsou ve spodním paleozoiku hojné **radiolárie** náležející skupině Nasselaria. Místy mají i horninotvorný význam a vytvářejí v pánevním prostředí radiolarity.

Trilobiti mají v ordoviku stále značný stratigrafický význam. Ze známých rodů je to aktivně plovoucí *Selenopeltis* s ostnatým pancířem (metlák) omezený na mediteránní bioprovincii, dále obrovský rod *Uralichas* dosahující délky až 75 cm. *Ornia ornata*, zhruba jen 2 cm velký trilobit, se již uměl v nebezpečí svinout jako stonožka. Trupový a ocasní štít přitom byly ohnuty podél ohebných trupových článků a schovány pod hlavový štít. Toto chování ukazuje na existenci větších mořských dravců v té době reprezentovaných hlavně loděnkovitými. V siluru trilobiti představují skupinu, která je zřetelně na ústupu, podržují si však i nadále stratigrafický význam. Hojná jsou Phacopida a diverzifikuje se čeleď Proetidae. Druhý a poslední rozkvět zaznamenávají trilobiti ve spodní části devonu, od středního devonu jsou však opět na ústupu. Zastoupení jsou především phacopidní trilobiti, reprezentovaní rody *Phacops*, *Reedops*, a dalmanitidní trilobiti, zastoupení rodem *Odontochile*. Maximálně se rozvíjejí proetidní trilobiti. Phacopida jsou výrazně postižena vymíráním na hranici frasnú a famenu a na hranici devonu a karbonu definitivně mizí.

Dravci byli zastoupeni především mezi **merostomátními členovci**. Dosahovali značné velikosti (až 2m) i značného rozšíření v mořích i sladkých vodách. Z mořského prostředí je známý rod *Pterygotus*, z lagunárního a sladkovodního rod *Eurypterus*. Od ordoviku dochází i k velkému rozrůznění **ostrakodů** a v devonu se objevuje podtřída **raků** Branchiopoda.

Na souši je s rozvojem miniaturních devonských lesů spojen i nástup prvních kolonizátorů z řad členovců. Ze zpeřených žaber na nohou se vyvíjí soustava dýchacích trubic zvaná vzdušnice. Volné niky na souši umožňují rychlou radiaci hmyzu. Zpočátku jsou **Hexapoda** (hmyz v širším slova smyslu) zastoupena bezkřídlym "prahmyzem" (**Apterygota**). Chvostoskoci (Collembola), kteří fosilují jako první zástupci této nadtřídě, připomínají dnes žijící rybenky. Poprvé jsou ve fosilním stavu doloženi v hojné míře rovněž pavouci (Arachnida).

Dominantní postavení mezi bentózními faunami moří ve spodním paleozoiku zaujímají **brachiopodi**. Během ordoviku můžeme sledovat výraznou změnu ve složení brachiopodové fauny. Zatímco ve spodním ordoviku (tremadok) ještě převládají podobně jako v kambriu **inartikulátní formy** se schránkami tvořenými převážně fosforečnanem vápenatým, ve vyšší části ordoviku dochází k jejich biologickému nahrazení vápnitými artikulátními formami. Značně rozšířeným zástupcem inartikulát byl např. rod *Obolus* ve spodním ordoviku. **Artikulátní skupiny** byly reprezentovány hlavně řády Strophomenida a Orthida. K stratigraficky významným formám nejvyššího ordoviku patří chladnomilný rod *Hirnantia*, charakterizující perigondwanské terány ovlivněné zaledněním na konci ordoviku. Vymírání na konci ordoviku postihlo brachiopody velmi výrazně. Celá skupina však prodělala v devonu nový rozmach, během něhož dosáhla maximálního rozrůznění. Ve středním devonu v moravskoslezské oblasti jsou v josefovských vápencích hojně zastoupeny např. rody *Bornhardtina* a *Stringocephalus*. Další **vymírání** postihlo tuto skupinu na hranici frasnú a famenu, kdy se drasticky snížil počet taxonů a změnilo se i celkové složení společenstev.

Další složkou bentózní fauny, která má v ordoviku výraznější zastoupení než v kambriu, jsou **mlži a plži**. V siluru se vedle typických mělkovodních forem setkáváme s epiplanktonními formami rodu *Cardiola*. Řada silurských mlžů díky úctě, kterou chová odborná komunita k dílu J. Barranda, nese české názvy (*Panenka*, *Slava*, *Mila*, *Tetinka* aj.). Z plžů se během spodního paleozoika rozvíjí skupina Archeogastropoda, v siluru je hojný např. *Platyceras*. V devonu jsou plži a mlži nadále bohatě zastoupeni. Z pelagických facií jsou známé tenkostěnné formy jako *Panenka* a *Královna*, objevují se i první taxony ve sladkovodním prostředí.

Mimořádný stratigrafický význam mají v devonu **tentakuliti** (řád Dacryoconarida, rod *Nowakia*). Výskyt tentakulitů je v pelagických faciích často tak hojný, že tvoří **tentakulitové břidlice** a vápence (např. dalejské břidlice v Barrandienú).

Nektonní formy měkkýšů zastoupené **nautiloidními hlavonožci** se objevují během kambria, významné rozšíření však získávají až v ordoviku, kdy jsou již známi zástupci všech hlavních řádů. Loděnkovití (Nautiloidea) představovali největší dravé formy ordovických moří. Z českého ordoviku jsou uváděni zástupci rodu *Endoceras* s kuželovitými schránkami o velikosti 2 - 3 m, ze Severní Ameriky jsou známi jedinci s velikostí schránek přes 6 m. V siluru dosahuje maximálního rozvoje skupina s kuželovitou či kornoutovitou schránkou shrnovaná do souborného rodu *Orthoceras*. Životní podmínky byly pro tyto nautiloidní hlavonožce v silurských mořích natolik příznivé, že mají i horninotvorný význam (**ortocerové vápence**). V devonu roli loděnkovitých postupně přejímá příbuzná skupina **amonooidních hlavonožců** (Ammonoidea), která se objevuje v emsu. Nejstarší formy, vyznačující se jednoduchými lalokovitými septy, se velmi rychle stávají stratigraficky nejdůležitější skupinou makrofauny. Ve svrchním devonu stratigraficky důležitou skupinu představují Clymeniina s rodem *Clymenia*. Mezi hlavonožci se v devonu poprvé objevují **sépie** (Coleoidea), z nichž *Eoteuthis* odpovídá stavbou svého těla již z velké části dnes žijícím zástupcům (*Alloteuthis*).

V ordoviku se centrem mnohotvárnosti života stává **nový typ útesů**, který na zemi přetrvává dalších asi 150 milionů let až do vymírání na hranici frasnu a famenu. Na jeho stavbě se podílejí **mechovky** (Bryozoa), **rugózní a tabulární koráli** a **stromatoporoidea**, která bývají zařazována k houbám. Velmi úspěšné jsou v této době mechovky, což se odrazilo v jejich rychlé radiaci i významném podílu na tvorbě útesů.

Silurské a devonské útesy byly výrazně větší a více rozšířené než v předchozím ordoviku, mění se i podíl jednotlivých skupin na jejich stavbě. Převládají tabulární koráli a stromatoporoidea a snížil se podíl mechovek. V siluru i v devonu patří k význačným rodům tabulárních korálů *Favosites*, *Halysites* a *Heliolites*, u rugózních korálů pak *Cystiphyllum*. K stratigraficky nejvýznačnějším formám devonských stromatoporoideí patří rod *Amphipora*. Vymírání na hranici frasnu a famenu výrazně postihlo jak korály tak stromatoporoidea a vedlo k zániku zmíněného typu spodnopaleozoických útesů.

V ordoviku **ostnokožci** byli zastoupeni hlavně přisedlými formami (Pelmatozoa) jako jsou **jablovci** (Cystoidea), výrazně jsou již zastoupeny **lilijice** (Crinoidea). Z kambria pokračují i plošáci, nastupují **ježovky** (Echinozoa). Ostnokožci ovládli i nektonní způsob života, objevují se první **hvězdice** (Asteroidea). V siluru nastává období velkého **rozkvětu krinoidů**, které trvá až do konce paleozoika (250 Ma). Na rozdíl od dneška, kdy jsou mořské lilijice jen vzácnou skupinou mořského spíše hlubokovodního bentosu, vyskytují se jejich silurští předchůdci velmi hojně především v mělkých vodách šelfových moří. Zástupci rodu *Scyphocrinites* zvládli dokonce pomocí zvláštního plováku (lobolitu) planktonní způsob života a velmi se rozšířili v obrovském množství jedinců v nejvyšším siluru a nejnižším devonu, kde vytvářely jejich zbytky tzv. **scyphokrinitový horizont**. Vyjimečně příznivé životní podmínky nalézají ostnokožci, zvláště pak mořské hvězdice a lilijice, také v devonu. Velmi často jsou proto v devonu zastoupeny facie krinoidových vápenců. Naopak Cystoidea (jablovci) a Carpoidea (plošáci) na konci devonu vymírají.

Stratigraficky nejvýznamnější skupinou jsou **graptoliti**, kolonioví mořští živočichové náležející polostrunatcům (Hemichordata). Objevují se v kambriu, k jejich velkému rozvoji dochází až v ordoviku. Keříčkovité trsy **dendroideí** (Dendroidea) osídľují dna mělkých moří nebo se vznášejí přichyceny na stonky plovoucích řas. Vlastní **graptoliti** (Graptoloidea) již dokonale zvládli **planktonní** způsob života, popř. se vznášeli zavěšení závěsným vláknem na zvláštním plováku jako epiplankton. Graptoloidea se objevují ve spodním ordoviku a velmi rychle se stávají stratigraficky významnou skupinou. Vymírání na konci ordoviku postihlo graptolity velmi výrazně. Během siluru však můžeme sledovat velmi rychlou adaptivní radiaci a za prvních 5 milionů let se např. počet druhů graptolitů známých v oblasti britských ostrovů zpaternásobil. Graptoliti představují v hlubokovodních podmínkách silurských otevřených

moří **dominantní fosilie**, které se často nashromáždily v enormních množstvích. Nápadný je vývoj jednořadých forem (např. *Monograptus*) zatímco dvoj- a víceřadé formy (Diplograptina) ke konci spodního siluru vymírají. Ve spodním devonu vymírají i jednořadé formy graptolitů.

Stratigraficky nejvýznamnější skupinou spodnopaleozoických obratlovců jsou **konodonti**, kteří prožívají během spodního ordoviku velmi rychlou radiaci a dosahují maxima své spodnopaleozoické diverzity. Během devonu se stávají skupinou, která umožňuje nejjemnější stratigrafické členění. Svrchnodevonské zóny založené na evoluci rodu *Palmatolepis* jsou co do časového rozsahu srovnatelné s graptolitovými zónami siluru.

Bezčelistnatci (Agnatha) jsou v ordoviku reprezentováni relativně vzácnými nálezy. Především v Severní Americe fosilizují v ordovických sedimentech deltového původu početné kostěné desky rodu *Astraspis*. Další rozrůznění této skupiny proběhlo během siluru a maxima své diverzity dosahuje ve svrchním siluru a spodním devonu. Ke konci devonu většina skupin bezčelistnatců vymírá, udrželi se jen zástupci dvou skupin - **mihule** a **sliznatky** (ve fosilním stavu jsou bezpečně doloženy jen ve svrchním karbonu a pak až v recentu).

Další vývoj obratlovců vedl v siluru k významné evoluční události - vzniku **čelistí**. Předpokládá se, že čelistní aparát vznikl z chrupavčitých **žaberních podpor** a znamenal nástup nové skupiny velmi aktivních predátorů. Umožnil totiž přechod od sbírání drobné potravy na dně k aktivnímu lovu i větších volně plovoucích živočichů.

Ke skupinám **čelistnatců** nesoucím značný počet plesiomorfních znaků patří Chondrichthyes, Acanthodii a Placodermi. **Chondrichthyes** jistě patřili mezi nejdůležitější skupiny devonských rybovitých obratlovců. Již na počátku jejich vývoje ve středním devonu se oddělily vývojové linie příčnoústých **Elasmobranchii** (žraloci a rejnoci) a chimér Holocephali. Devonští zástupci **žraloků** byli relativně malí (např. *Cladodus* nepřesahoval 1m) a žili v mořských vodách. Teprve od svrchního karbonu do svrchní jury osídlují převážně sladké vody, aby poté opět ovládli především svou původní mořskou niku. Chondrichthyes tedy představují nesmírně plastickou a úspěšnou skupinu vodních obratlovců i v pozdější zemské historii.

Trnoploutví (Acanthodii) byli velmi dobrými plavci s vnější kostrou tvořenou drobnými kosočtverečnými šupinami a nápadným dentinovým trnem na každé ploutvi. Většinou to byli relativně malí, kolem 10 - 30 cm dlouzí dravci s některými znaky podobnými dnešním rybám. První trnoploutví osídlili sladké vody (silur), během devonu a karbonu můžeme pozorovat přesun některých rodů do moří, kde dosahují i větších rozměrů (až 2m). Maxima svého rozvoje dosáhli ve spodním devonu, ve svrchním permu vymírají.

Pancířnatí (Placodermi) se vyvíjejí nejprve ve sladkých vodách svrchního siluru. Jejich hlavová část je kryta velkými deskami, které zčásti kostnatí. V devonu osídlují mořské oblasti a prožívají značný rozkvět spojený i s nástupem obrovitých forem (dravý *Dunkleosteus* - 11 m). Na konci devonu byli výrazně postiženi vymíráním a zcela vymírají v karbonu.

Kostnaté ryby (Osteichthyes) se objevují velmi náhle ve svrchním siluru a ke konci devonu byly již hlavní skupinou obratlovců ve sladkých vodách. Jejich divergence do tří základních skupin proběhla ve spodním devonu. **Paprsoploutví** (Actinopterygii) byli zastoupeni především **řídkokostnými** (Chondrostei), jejichž kostra zůstává ještě zčásti chrupavčitá. Teprve v triasu dochází k rozsáhlé invazi paprsoploutvých do sladkých vod a nástupu úspěšnějších skupin (Holostei, Teleostei), z nichž zvláště poslední skupina vykazuje během kenozoika až do recentu nesmírnou funkční i morfologickou různorodost a schopnost nejrůznějších životních strategií.

Druhá skupina kostnatých ryb - **lalokoploutví** (Sarcopterygii nebo též Crossopterygii), nesla již v devonu znaky, které se ukázaly evolučně velmi výhodnými (párové ploutve s kostrou basálií i radiálií a svalovou výbavou, labyrintodontní zuby). Obývali sladké vody a

byli výchozí skupinou pro první obojživelníky. Někteří z nich se přizpůsobili i životu v mořích (střapcoploutví), dnes z nich přežívá jen *Latimeria chalumnae* u Komorských ostrovů.

Třetí skupinu tvoří **dvojdyšní** (Dipnoi), kteří se objevují počátkem devonu a během následujících 300 milionů let si podrželi téměř beze změn svůj způsob života. Již v devonu vytvářeli podobné chodby jaké známe u recentních bahníků. Devonští zástupci žili na dně mělkých sladkých vod, kde se specializovali na lov bezobratlých.

Devonské souše s obrovským zdrojem potravy (rostliny, členovci) a dostatečným obsahem kyslíku v atmosféře představovaly volné niky pro další potenciální predátory. Stali se jimi ještě v devonu první kolonizátoři z řad obratlovců s výhodnými znaky a vlastnostmi pro případný pobyt na suché zemi. Z okruhu lalokoploutvých ryb (*Eusthenopteron*) nebo jejich předků se vynořila skupina, která řešila aktivně problém dýchání atmosférického kyslíku, vysychání kůže a očí, orientaci a pohyb v suchozemském prostředí, a dala vznik **obojživelníkům**. Do okruhu této skupiny patřila např. *Ichthyostega* známá ze svrchního devonu Grónska, která se příliš neliší od některých lalokoploutvých ryb (např. má ocasní ploutev a operculum), jejíž párové končetiny však již naznačují dobrý pohyb po suché zemi. Další nálezy, které dokumentují úsvit linií vedoucích k suchozemským čtvernožcům, byly poměrně nedávno učiněny v Jižní Americe, Rusku (*Tulerpeton*) a v Austrálii.

2.4.1.3.3. VYMÍRÁNÍ

Ve spodním paleozoiku byly vývoj a diverzifikace přerušovány obdobími, kdy docházelo k výrazné eliminaci bioty. Tyto události přispívaly k dalšímu rychlému vývoji nových skupin, které zaplňovaly uvolněné niky. Vymírání bylo ve spodním paleozoiku několik, k velkým vymíráním se však řadí pouze dvě - na konci ordoviku a ve svrchním devonu na hranici stupňů frasn a famen.

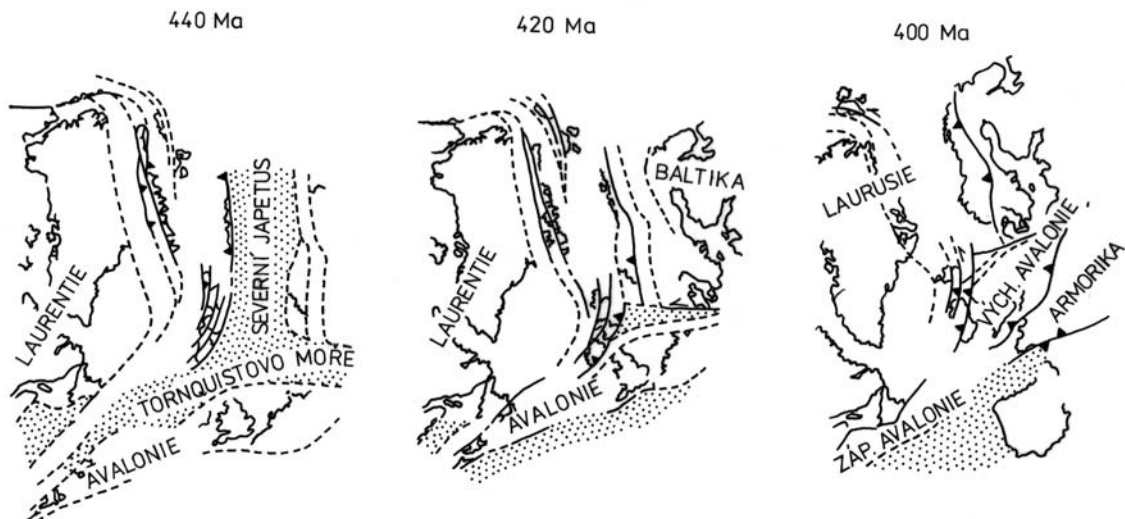
Na konci **ordoviku** vymírá asi 100 čeledí ordovické bioty, zejména živočichů. Postižen byl bentos (především brachiopodi, mechovky), nekton (hlavonožci Endoceratida a trilobiti Agnostida) i plankton (graptoliti, akritarcha). Vymírání je spojeno především se dvěma stratigrafickými úrovněmi - s nástupem zalednění v nejvyšším ordoviku a s oteplením a výraznou transgresí na bázi siluru.

Svrchní devon je obdobím druhého velkého vymírání, kdy mizí také mnoho vyšších systematických jednotek a můžeme pozorovat destrukci celého mořského ekosystému. Tyto změny vedly k tomu, že karbonská marinní fauna je výrazně odlišná od devonské. Hlavní vymírání můžeme pozorovat na hranici **frasnu a famenu**, druhé menší vymírání při hranici **devonu a karbonu**. Zatímco u vymírání na hranici devonu a karbonu je patrná shoda s nástupem zalednění v oblasti Gondwany, příčiny vymírání na hranici frasn a famenu nejsou zcela jasné. Na této stratigrafické úrovni však evidentně došlo k výraznému ochlazení. Předpokládaný dopad kosmického tělesa se zatím nepodařilo prokázat a rovněž zatím nebyly zjištěny stopy zalednění. K postiženým skupinám nektonu patří např. dříve velmi druhově bohaté řády trilobitů (Phacopida, Lichida a Odontopleurida), dále bezčelistnatci, tentakuliti, hlavonožci, na okraji vymření se octli amoniti, výrazně byli postiženi konodonti. Zanikají typická spodnopaleozoická útesová společenstva, výrazné snížení počtu taxonů můžeme pozorovat i ve složení brachiopodů (především řád Pentamerida) a foraminifer, u ostnokožců vymírá celý podkmen Homalozoa a třída jablovců (Cystoidea).

2.4.1.4. REGIONÁLNÍ PŘEHLED

2.4.1.4.1. KALEDONSKÁ MOBILNÍ ZÓNA A PŘILEHLÉ KRATONY

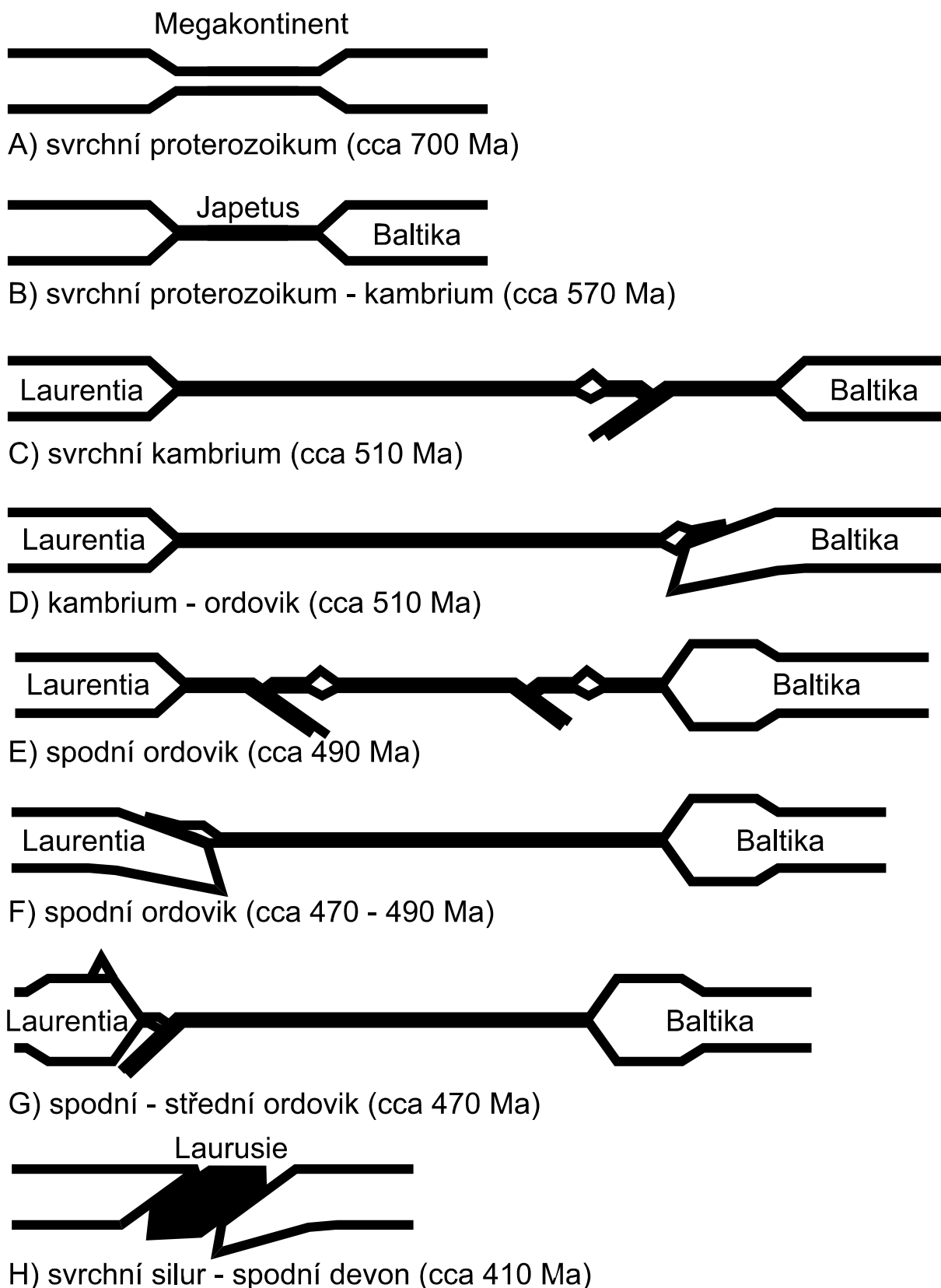
Kaledonská mobilní zóna se nacházela především mezi kontinenty Baltiky a Laurentie. Oceán mezi těmito dvěma bloky bývá označován jako **Protoatlantik** nebo též **Japetus**. Jeho vznik souvisel s rozpadem superkontinentu na konci proterozoika a etapa jeho rozevirání pokračovala až do spodního ordoviku, kdy se divergentní režim mění v konvergentní. Kromě nich však do těchto pohybů byl zahrnut i v oblasti **Paleotethydy** mikrokontinent Avalonie, původně součást severního okraje Gondwany. V ordoviku se od ní oddělil, rychle se pohyboval směrem k severu a způsoboval tektonické procesy při jižních okrajích Laurentie a Baltiky. Uzavírání Japetu bylo ukončeno ve svrchním siluru a ve spodním devonu **kolizí Baltiky, Laurentie a Avalonie**, při které vzniklo kaledonské pásemné pohoří mající typický tvar písmena Y. Horniny této mobilní zóny můžeme dnes sledovat ve **dvou větvích**. První, související s přesunutím Laurentie přes Baltiku, se táhne v Evropě přes britské ostrovy (Wales a Anglie), Norsko a dále na severozápad do arktické oblasti a na severoamerickém kontinentu pak při východním pobřeží. Druhá větev vznikala kolizí avalonských teránů s Baltikou a Laurentií a v Evropě ji tvoří středoevropské kaledonidy. Po vyvrátnění kaledonské mobilní zóny vznikl obrovský kontinent nazývaný **Laurusie**.



Obr. 43. Vývoj kaledonské mobilní zóny a uzavření oceánu Japetus a tornquistova moře.
Upraveno podle Soper et al. (1992).

2.4.1.4.1.1. Baltika

Skandinávské kaledonidy jsou zřetelně nasunuty na baltický štít od severozápadu k jihovýchodu. Ke vzniku **riftové zóny** mezi Baltikou a Laurentií došlo ve **svrchním proterozoiku**. Hlavní fáze **zúžení** spojená s obdukcí ofiolitového komplexu proběhla ve spodním až středním ordoviku během **finmarkské fáze**. Tato fáze je podobně jako takonská fáze spojována s kolizí Baltiky s ostrovním obloukem. Vyzdvižený vnější okraj Baltiky dodával ve středním ordoviku klastika do pánve v předpolí ležící na východě. Ordovické sedimenty jsou v mobilní zóně kaledonid metamorfované do svorové facie. V siluru byl průběh kaledonské orogeneze ve skandinávské oblasti nejintenzivnější. Ke konci siluru se **uzavírá Japetus** a dochází k silné metamorfóze prekambričských a spodnopaleozoických



hor Obr. 44. Vznik a vývoj oceánu Japetus. Geotektonický vývoj severního křídla kaledonské mobilní oblasti od svrchního proterozoika do spodního devonu, upraveno podle Stephens (1988).

nin a ke vzniku složité příkrovové stavby. V devonu vedla eroze kaledonského pásemného pohoří k ukládání facií Old Red Sandstone, reprezentujících **kaledonskou molasu**.

Sedimenty **platformního vývoje** jsou známé především v okolí norského hlavního města Osla, v jižním a středním Švédsku a na východoevropské platformě. Spodnopaleozoické sedimenty se ukládaly v epikontinentálním moři, které se směrem na západ prohlubovalo a komunikovalo s oblastí Japetu. V kambriu a ordoviku jsou hojné břidlice, v siluru dochází k změlčení a dominují karbonátové facie. Vznikají světoznámé **útesy Gotlandu**. V devonu jsou v oblasti baltského štítu známy pouze ojedinělé výskyty kaledonské molasy reprezentované faciemi Old Red Sandstone, zatímco v oblasti východoevropské platformy docházelo k hojnému ukládání karbonátů. Na jihu v Polsku a na východě Ruska dosahují karbonáty několikakilometrových mocností. V horkém prostředí s velkým výparem ke konci devonu vznikala ložiska evaporitů a kamenné soli.

2.4.1.4.1.2. Laurentie

Rozlehlý laurentský kontinent byl během spodního paleozoika z velké části zatopen mořem a probíhala na něm mělkovodní mořská sedimentace. Tento platformní vývoj byl lemován mobilní apalačskou a kaledonskou oblastí na východě a jihovýchodě, kordillerskou mobilní oblastí na západě a franklinskou mobilní oblastí na severu.

Britské kaledonidy

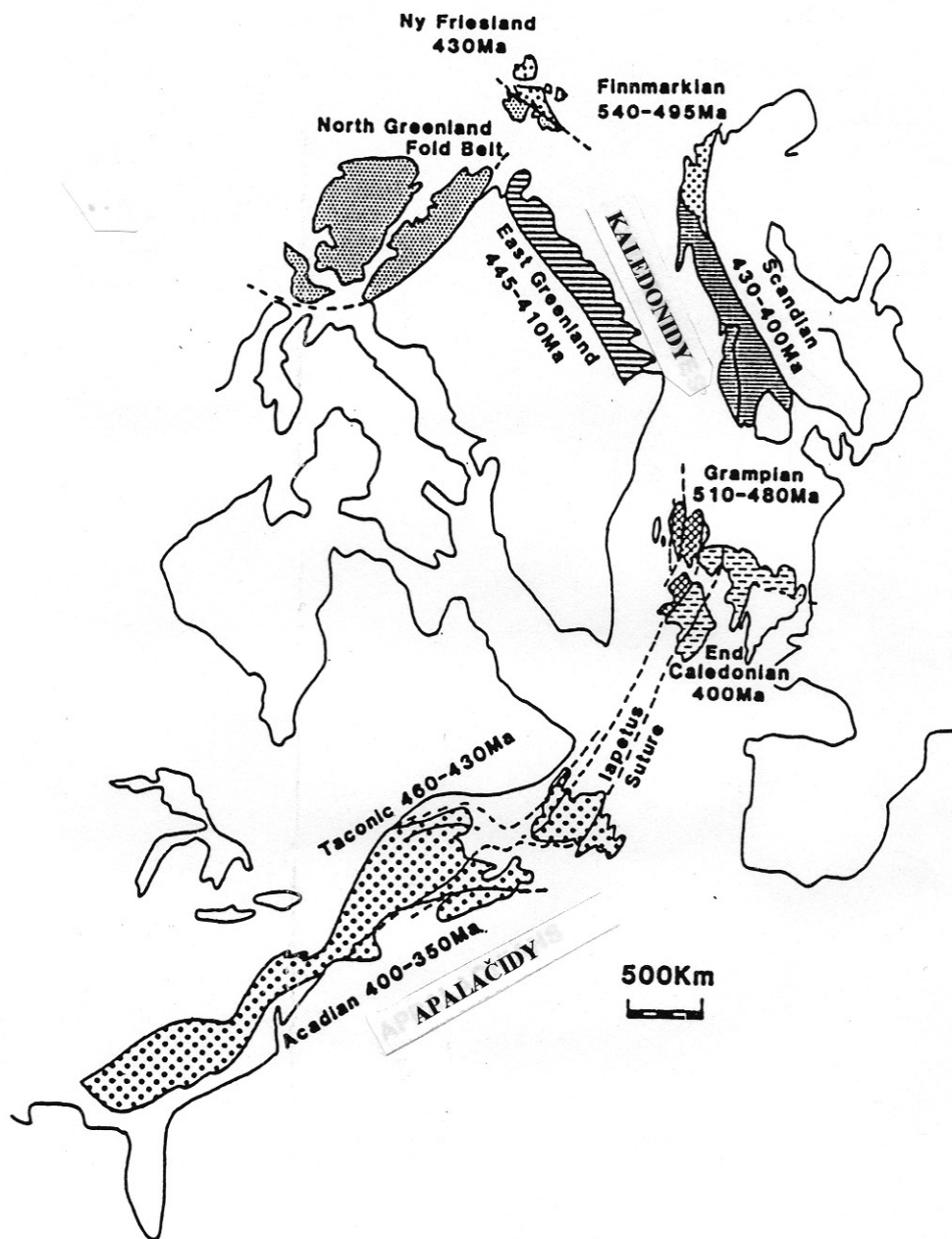
Kadomsky zvrásněná **Avalonie** byla tvořena velkou částí Anglie a Walesu. Severní Skotsko náleželo **erijské platformě**, která byla součástí Laurentie. Během kaledonské orogeneze docházelo k uzavírání oceánu mezi erijskou platformou a Avalonií doprovázenému vyvrásněním kaledonského pohoří, které tvoří hlavní část britských ostrovů.

Během spodního ordoviku pozorujeme značné zúžení Japetu a rychlou subdukcí reprezentovanou ve Skotsku projev **grampianské fáze**, která byla patrně způsobena kolizí ostrovního oblouku s erijskou platformou. V siluru, zejména k jeho konci, vrcholí kaledonská orogeneze (**mladokaledonská fáze**) na britských ostrovech kolizí erijské platformy s avalonským mikrokontinentem. Kaledonské příkrovy jsou ve Skotsku nasunuty na severozápad na kanadsko-grónský blok Erie. Koncem ludlowu došlo v důsledku projevů mladokaledonské fáze k významné regresi a sedimentace probíhá v lagunárním a později v kontinentálním prostředí ukládáním kaledonské molasy - **facií Old Red Sandstone**. Britské ostrovy tehdy ležely při okraji souše Laurusie a kaledonské horstvo z oblasti dnešního Grónska a Labradoru dodávalo obrovské množství klastického materiálu pro tvorbu zmíněných sladkovodních molasových sedimentů. Ty zaujímají ve Skotsku značnou rozlohu a jejich ukládání začalo ve svrchním siluru a pokračovalo až do svrchního devonu. Místy dosahují mocností až 7000 m.

Kaledonidy Severní Ameriky

Východní okraj Laurentie byl součástí kaledonské mobilní zóny. Můžeme zde rozlišit **severní část** situovanou hlavně při východním okraji Grónska, která byla postižena především kaledonskou orogenezí (tektonický vývoj byl ukončen na konci siluru a ve středním devonu), a **jižní část**, kde docházelo ke kolizím s terány především gondwanského původu a tektonický vývoj byl ukončen až ke konci paleozoika kolizí Laurentie a Gondwany.

Ve spodním ordoviku se na východním okraji Laurentie mění tektonický režim a dochází k subdukcí oceánské kůry Japetu. V **severní části Apalačí** došlo ve svrchním ordoviku k projevům **takonské fáze**, která byla způsobena kolizí ostrovního oblouku či mikrokontinentu evropské afinity s Laurentií. Při této kolizi byly sedimenty kontinentálního svahu přesunuty



Obr. 45. Mapka kaledonsko -apalačského orogénu s vyznačením hlavních deformačních fází.
Upraveno podle Barken & Gayer (1985).

podél tzv. Loganova nasunutí 48 km na severozápad přes sedimenty kontinentálního šelfu i přes horniny kanadského štítu. Vzniklo **Takonské pohoří** ve státě New York, které patrně dosahovalo více než 4 km výšek. Tento tektonický neklid podstatně ovlivnil i charakter sedimentace při východním okraji Laurentie. Mělkovodní karbonátová sedimentace přechází ve středním ordoviku do flyšové a ve svrchním ordoviku do kontinentální molasové

sedimentace. V nejvyšším siluru můžeme pozorovat kolizi Baltiky a Laurentie a vznik **kaledonského pohoří** při východním okraji **Grónska**.

V devonu v apalačské mobilní zóně probíhá kolize se západní **Avalonií**, která vrcholí ve středním devonu během **akadské** fáze. Kaledonské a variské vrásnění jehož první projevy můžeme pozorovat na hranici devonu a karbonu, není v Severní Americe výrazně odděleno.

*** zde vložit obr. 45

2.4.1.4.2. LAURENTIE A PŘILEHLÉ MOBILNÍ ZÓNY

Kordillerská mobilní zóna existovala na západním okraji Laurentie. Na západ od **transkontinentálního oblouku** protínajícího epikontinentální moře Laurentie se nejprve svažoval mělký šelf, který byl při západním okraji kontinentu lemován hlubokými oceánskými pánvemi. Během kambria se pasivní kontinentální okraj změnil na aktivní a pacifická deska začala subdukovat pod západní okraj Laurentie. Jedny z největších výchozů kambriických hornin jsou odkryty v Albertě a Britské Kolumbii v kanadských Skalisticích Horách včetně již zmíněného Burgesského průsmyku.

Ke konci devonu zde došlo k prvnímu výraznějšímu neklidu spojenému s kolizí klamathského ostrovního oblouku a subdukcí oceánské kůry, která se původně nacházela mezi západním okrajem Laurentie a tímto obloukem. Tato orogeneze pokračuje i ve spodním karbonu a nazývá se **antlerská**. Vznikaly při ní příkrovy ve kterých byly pánevní facie nasunuty až 160 km na kraton.

Na severu byla Laurentie lemována **franklinskou** mobilní zónou, která pravděpodobně vznikla v proterozoiku při rozpadu Protopangei. Během spodního paleozoika mělkovodní sedimenty reprezentované především karbonáty přecházely laterálně do pánevních sedimentů mobilní zóny.

2.4.1.4.3. OBLAST PALEOTETHYDY

Paleotethydní oblast představovala během paleozoika mobilní zónu mezi **Baltikou** a **Gondwanou**, v níž existovala řada mikrokontinentů. Nejseverněji byla položena **Avalonie**, která byla třetím partnerem při vzniku kaledonid. Za její zbytky je v Evropě považován brabantský a rýnský masiv i moravosilesikum. Během uzavírání tzv. Tornquistova moře kolizí Avalonie a Baltiky vzniklo pásemné kaledonské pohoří táhnoucí se ze západní Evropy (Ardeny) a severního Německa do Svatokřížských hor. Tam došlo při kaledonské orogenezi k uzavření 1000 km širokého oceánu s kořenovou zónou situovanou na základě paleomagnetických údajů mezi jižní a severní částí Svatokřížských hor.

Klasickými oblastmi devonu na avalonském pasivním okraji Laurusie jsou **Rýnské břidličné pohoří a Ardeny**. V Německu se facie Old Redu vyskytují na severozápadě Porýní. Směrem k jihovýchodu přecházejí do mělkovodních klastických facií **rýnského vývoje**, které dosahují značných mocností. Během spodního devonu ubývá s pokračující transgresí klastik a rozšiřují se facie s karbonáty. Současně se zvyšuje intenzita **bazického submarinního vulkanismu**. S vulkanismem je spojen vznik submarinně exhalačních ložisek typu Lahn-Dill. V okolí vulkanických center a elevací vznikají útesové facie. Charakter sedimentace i vulkanismu se dá dobře srovnat s **drahanským vývojem** na Moravě. Ve famenu převládají pánevní facie břidlic přecházející v místech elevací do hlíznatých vápenců.

Dále na jih v oblasti Paleotethydy byl situován **moldanubický** a **armorický** mikrokontinent a ještě jižněji **iberský** mikrokontinent. Kolize těchto mikrokontinentů a Gondwany s kaledonsky stmelenu Laurusí vedla k projevům variské orogeneze, která spolu s kaledonskými fázemi tvoří v paleotethydní oblasti jeden tektonomagmatický cyklus.

V Evropě jsou hlavní výskyty spodního paleozoika paleotethydní zóny na Českém masivu, v oblasti armorického masivu, v Montagne Noir v jižní Francii, na Iberské mesetě ve Španělsku, v Africe pak v Maroku. Značně podobné s oblastí Barrandienu jsou profily v Maroku a Alžírsku.

Na **Českém masivu** jsou nejvíce rozšířeny spodnopaleozoické horniny ve středočeské oblasti, další výskyty jsou situovány v krušnohorské a lužické oblasti (saxothuringikum) a v moravskoslezské oblasti.

2.4.1.4.3.1. Český masiv

2.4.1.4.3.1.1. Středočeská oblast

Hlavní a nejdůležitější výskyty spodního paleozoika vystupují v Barrandienu, dále pak v Železných Horách a v zóně metamorfovaných ostrovů v plášti středočeského plutonu.

Kambrická sedimentace ve středočeské oblasti odráží dozvuky mladoproterozoické **kadomské orogeneze** související se vznikem svrchnoproterozoického superkontinentu. Od ordoviku až do devonu předpokládáme, že horniny středočeské oblasti vznikaly při okraji moldanubického mikrokontinentu ležícího při **severním kontinentálním okraji Gondwany**. Pohyby Gondwany společně s globálními klimatickými změnami ovlivňovaly vývoj ve středočeské oblasti až do středního devonu, v němž mořská sedimentace končí. To se projevilo především v typickém provincialismu faunistických společenstev a ve výskytu specifických litofacií sedimentárních hornin. Kambrická a ordovická mořská faunistická společenstva středočeské oblasti přísluší **mediteránní subprovincii**, typické pro severní okraj Gondwany. Silurskou etapu pak charakterizuje bentózní fauna kosmopolitního charakteru. Silurská graptolitová plaktonní fauna náleží sardinské bioprovincii, typické pro oblast Paleotethydy. Spodnodevonské sedimenty náležejí **českému faciálnímu vývoji**, zatímco ve středním devonu se začíná již projevovat míšení vlivů **českého a rýnského faciálního vývoje**. To naznačuje přiblížení severního gondwanského okraje k jižnímu okraji kontinentu Laurusie..

Jeden z nejúplnějších horninových sledů kambria až devonu v Evropě představuje Barrandien. V paleozoických sedimentech a vulkanitech Barrandienu lze rozlišit dva výrazné sedimentační cykly zachované v reliktech několika pánví. Sedimentační cyklus kambria probíhal v **příbramsko - jinecké a skryjsko-týřovické pánvi**, sedimentační cyklus ordoviku až devonu v **pražské pánvi**.

Kambrický sedimentační cyklus

Původně souvislý kambrický pokryv je nyní zachován v denudačních reliktech - **příbramsko-jinecké a skryjsko-týřovické pánvi** a v oblasti **rožmitálského ostrova**. Spodní kambrium vystupuje pouze v příbramsko - jinecké pánvi a je tvořeno postorogenními kontinentálními **molosovými sedimenty** kadomského orogenetického cyklu, které leží diskordantně na proterozoickém podkladu. Kambrické sedimenty vyplňovaly pravděpodobně tektonicky podmíněné příkopy s rychlou subsidencí podloží, která umožnila akumulaci několik tisíc metrů mocných kambrických souvrství. Ke spodnokambrickým sedimentům patří zejména hrubozrnné a střednozrnné pískovce a polymiktní konglomeráty, usazené v prostředí **aluviálních kuželů a divočících řek**. Vzácněji se v pískovcích vyskytují prachovce a jílovité břidlice pravděpodobně lakustrinního původu, ze kterých pocházejí nálezy nejstarších českých makrofosílií - **merostomátních členovců** druhu *Kodymirus vagans*. Ve svrchní části spodního kambria se v sedimentech začínají objevovat ryolitová a andezitová pyroklastika.

Ve středním kambriu došlo k mořské transgresi. Nejprve se ukládalo **jinecké souvrství** tvořené především prachovci s bohatou faunou trilobitů, k nimž patří například rody *Paradoxides*, *Conocoryphe*, *Hydrocephalus* a *Ellipsocephalus*. Z dalších živočišných skupin jsou zastoupeni ostnokožci, hyoliti a brachiopodi. Nadloží jineckého souvrství je opět tvořeno hrubozrnnějšími sedimenty, jejichž charakter svědčí o postupné regresi moře.

Ve svrchním kambriu se ukládaly kontinentální **fluviolakustrinní sedimenty** s převahou pískovců a slepenců a především velké objemy převážně kyselých vulkanitů **strašického pásma**. Převažuje asociace andezit-ryolit-bazalt, která končí pokadomskou vulkanickou aktivitou. Lineární průběh pásma je podmíněn tektonickými poruchovými zónami. Kambriické sedimenty a vulkanity byly ještě v nejsvrchnějším kambriu erodovány. Pouze část vrstevního sledu kontinentálních sedimentů spodního kambria je zastoupena v rozmitálském ostrově.

Ve druhé menší pánvi **skryjsko-týřovické** sedimentovaly až ekvivalenty středněkambriického jineckého souvrství. Nad bazálními klastiky se uložily fosiliferní **skryjské břidlice** obsahující i endemickou faunu trilobitů, známou pouze z této pánve (*Sao hirsuta*, *Germaropyge germari* aj.). Ke konci středního kambria došlo k regresi a po stratigrafickém hiátu se ukládala andezit-ryolitová asociace **křivoklátsko-rokycanského pásma** srovnatelná s vulkanismem ostrovních oblouků.

Ordovicko - devonský sedimentační cyklus

Barrandien

Ordovické moře proniklo do lineární deprese riftového charakteru táhnoucí se od Starého Plzně na jihozápadě přes území Prahy až k Úvalům a Brandýsu n. L. na severovýchodě. Paleozoické sedimenty se zde noří pod sedimenty křídly. Sedimentační prostor pražské pánve se liší od kambriických pánví jiným plošným rozšířením i charakterem sedimentace (naprostá převaha marinních uloženin). Marinní společenstva mají chladnomilný ráz (selenopeltisová provincie) dokumetující migraci faun kolem superkontinentu Gondwany.

Sedimentační cyklus ordoviku, siluru a devonu začíná ve spodním ordoviku **mořskou transgresí** na proterozoický a kambriický podklad. Hranice mezi kambriem a ordovikem má charakter **skryté** a hranice mezi ordovikem a proterozoikem charakter **úhlové diskordance**.

Vrstevní sled ordoviku začíná v tremadoku marinními a fluviomarinními pískovci, arkózami a drobami s inartikulátními brachiopody. Od arenigu až do spodního berounu můžeme pozorovat faciální diferenciaci. Vulkanogenní sedimenty se laterálně zastupují s hlubokovodními faciemi většinou jílovitých břidlic a prachovců. Místa jsou zastoupeny facie mělkovodních křemenců s velmi častými bioglyfy, hlubší facie křemenců s trilobity, konulářiemi, brachiopody aj. a facie **sedimentárních železných rud** tzv. **klabavsko-oseckého rudního horizontu**. Železné rudy jsou chemogenní sedimenty, které jsou tvořené převážně akumulací hematitových a leptochloritových ooidů v mělkomořském lagunárním nebo jezerním prostředí. Genezi chemogenních železných rud patrně ovlivňoval výskyt **bazaltoidních vulkanitů**.

Ordovický diabasový vulkanismus Barrandienu reprezentuje bazickou iniciální fázi variského tektonomagmatického cyklu. Hlavní masa vulkanitů, tzv. komárovský komplex, je vázána na komárovské zlomové pásmo, probíhající šikmo k předpokládané ose pražské pánve. Ordovické vulkanity Barrandienu spadají do pole alkalických bazaltů oceánských vulkanických ostrovů či bazaltů riftových struktur na tenké kontinentální kůře.

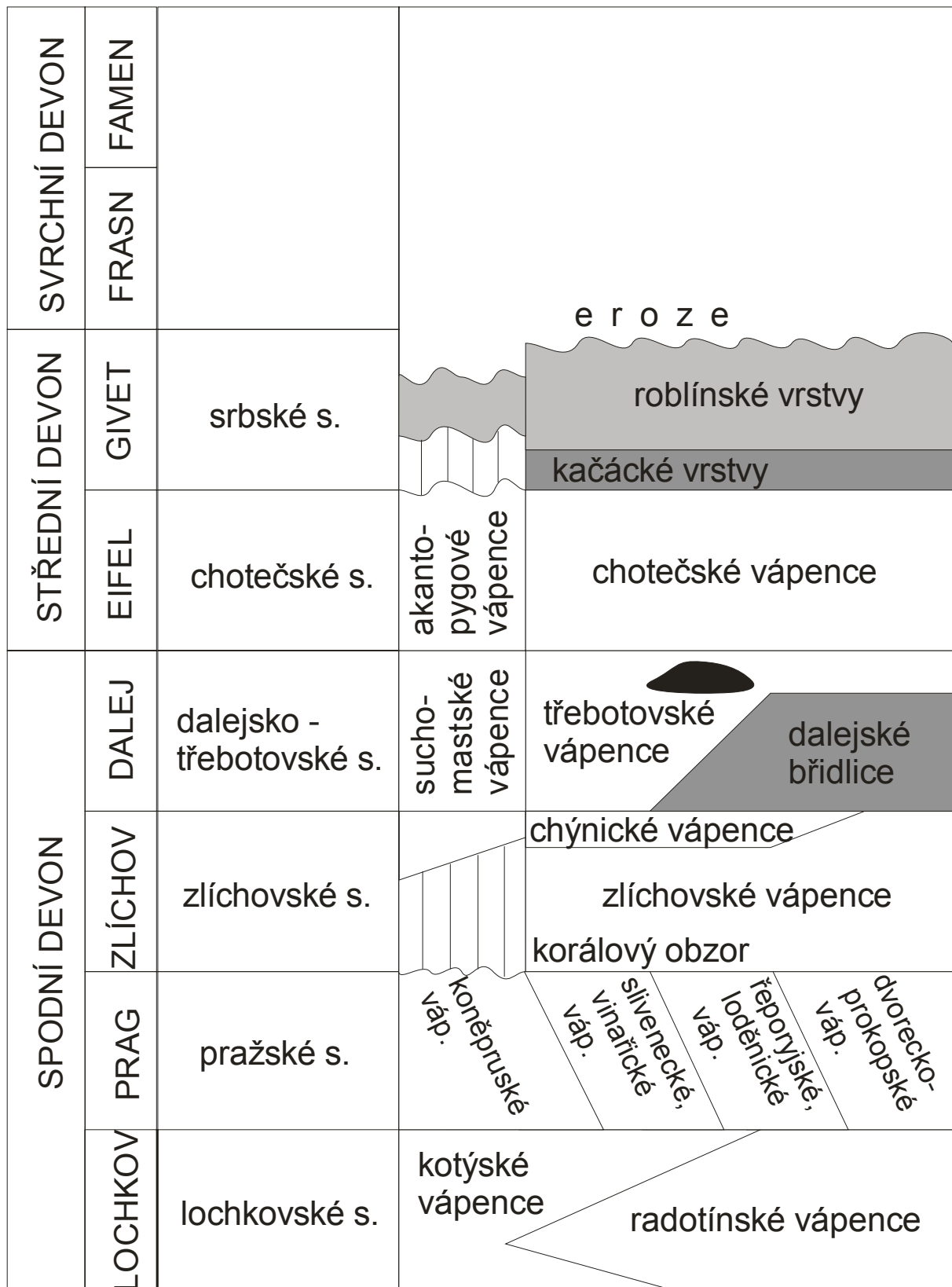
Ve svrchním ordoviku se vulkanogenní materiál vyskytuje pouze vzácně a pokračuje ukládání břidlic a prachovců. Ty jsou ke konci kosovu vystřídány hruběji klastickými sedimenty, drobami a pískovci s vložkami prachovců. Přítomny jsou i tzv. „dropstony“ indikující blízkost zaledněné Gondwany. Ve svrchnoordovických břidlicích se vyskytují chemogenní ooidové železné rudy **nučického rudního horizontu**. Na rozdíl od

spodnoordovických rud byly vázány na sedimentaci v hlubší vodě dále od pobřeží. Fauna a faciální charakter ordovických sedimentů svědčí o **chladném prostředí sedimentace** silně ovlivněném **gondwanským zaledněním**. V nejsvrchnějším ordoviku jsou klimatické oscilace dokumentovány cyklickými pohyby hladiny světového oceánu. Eustatické oscilace v kosovu vedly k periodickému vynořování části pražské pánve, které se projevilo střídáním fází eroze a sedimentace.

Silurská sedimentace je charakterizována výraznou faciální změnou - nástupem ukládání tmavých graptolitových břidlic spojených s glacieustatickou změnou mořské hladiny (tání gondwanských ledovců). V průběhu siluru dochází ke globálnímu **otevlování** klimatu a zároveň ke vzdalování severního gondwanského okraje od jižního pólu. Silurské sedimenty spočívají na ordovických konkordantně. Místy jsou na bázi siluru vyvinuty **stratigrafické hiáty**.

Silurské sedimenty pražské pánve lze rozdělit na dvě facie - facii pelagických anoxických **graptolitových břidlic** dominující ve spodní části siluru a relativně mělkovodnější **facii vápenců** charakteristickou pro svrchní část siluru. Podobně jako v ordoviku se i v siluru projevuje silný bazický až **ultrabazický vulkanismus oceánského typu**. Vulkanické produkty vytvářejí podmořské elevace, často vystupující až k hladině, na které je vázána mělkovodní karbonátová sedimentace. Faciální diferenciaci na karbonáty a graptolitové břidlice tedy sleduje přechod od pobřeží vulkanických elevací až do pánve. Ve stupni llandovery převažuje sedimentace černých graptolitových břidlic s tufitickými polohami. Maximum vulkanické aktivity spadá do stupňů wenlock a ludlow. V té době je pražská pánev maximálně faciálně rozrůzněna podle výše uvedeného schématu. Vznikají mělkovodní **biostrómové vápence** s bohatou bentózní faunou, krinoidové vápence, bituminózní **ortocerové vápence** a graptolitové břidlice. Ve stupni přídolí sedimentují už jen karbonáty tzv. **přídolského souvrství** se světlými krinoidovými vápenci a tmavými deskovitými jemnozrnými vápenci s převahou pelagické fauny. Představují proximální a distální produkty karbonátových turbiditních proudů (kalciturbidity). Při hranici siluru a devonu v nich bývá vyvinut scyphokrinitový horizont, tvořený planktonními krinoidy.

V devonu se pražská pánev posouvá do tropického pásma, což se projevuje v charakteru sedimentace, ve které naprosto **převládají karbonáty**. Sedimenty devonu leží na silurských zcela **konkordantně**, bez náznaku hiátu. Hranice silur / devon má v pražské pánvi mezinárodní stratotyp na lokalitě **Klonk u Suchomast**. Devonský karbonátový vývoj začíná bazálním **lochkovským souvrstvím** vyskytujícím se ve dvou faciích: 1) deskovité tmavé bituminózní vápence s převahou pelagické fauny, 2) světlé bioklastické vápence s krinoidy a brachiopody. V pragu dochází k tektonickým pohybům, které vedly k segmentaci pánve na bloky s rozdílnou rychlostí subsidence a ve svém důsledku k **maximální faciální diferenciaci** karbonátové sedimentace ordovicko-devonského sedimentačního cyklu. V oblastech, kde rychlost vertikálního růstu organických nárůstů držela krok s rychlostí subsidence, sedimentovaly facie korálových a stromatoporoidových karbonátů útesového jádra a jeho osypu (**koněpruské vápence**) s velmi bohatou bentózní faunou a facie načervenalých bioklastických krinoidových vápenců. V oblastech, kde rychlost karbonátové produktivity nestačí poklesu podloží, sedimentovaly relativně hlubkovodní facie červených a šedých **jemnozrných hlíznatých vápenců**. Ve zlíchovu je další zintenzivnění tektonických pohybů dokumentováno častými **intraklastovými brekciami** a vynořením koněpruské oblasti s následným vznikem **neptunických žil**. Sedimentace pokračuje pouze v hlubších částech



Obr. 46. Litostratigrafický vývoj devonu pražské pánve.

pánve. Po zbytek spodního devonu (zlíchov a dalej) jsou ukládány bioklastické a intraklastové vápence, červené hlíznaté vápence s převahou pelagické fauny a pelagické **tentakulitové**

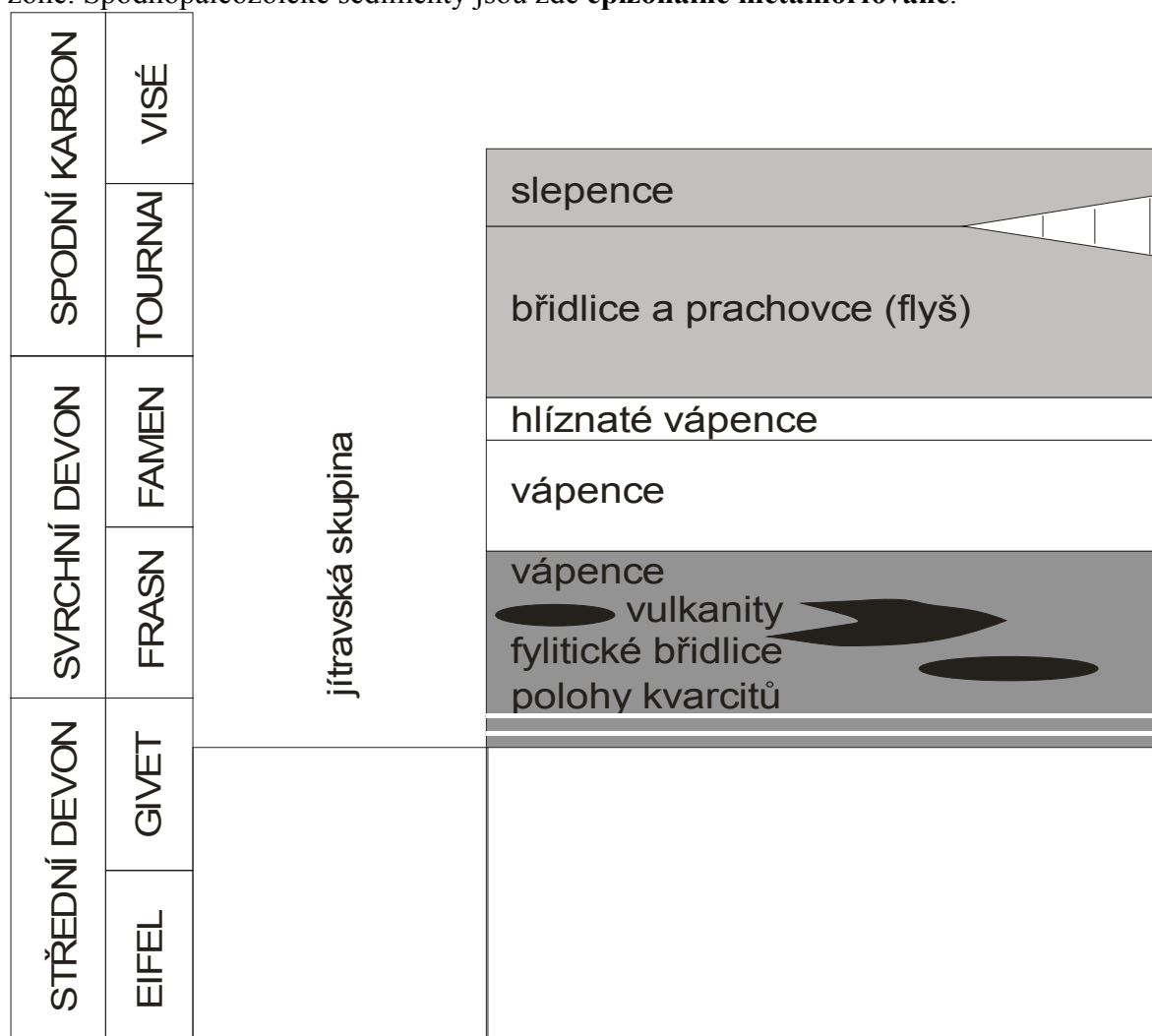
břidlice. V nejsvrchnějším spodním devonu doznívají poslední projevy bazaltoidního vulkanismu pražské pánve. K devonským vulkanitům patří submarinní bazaltické lávy, granulátové tufy a peperity.

Na počátku středního devonu (eifel) sedimentují **bioklastické kalciturbidity** s radiolariovými rohovci (chotečské vápence) a v oblasti Koněprus relativně mělkovodnější bioklastické akantopygové vápence. Při hranici eifelu a givetu můžeme pozorovat projevy kačáckého anoxického eventu. Nadložní roblinské vrstvy mají již flyšový charakter a jsou tvořeny distálními siliciklastickými turbidity. V oblasti Koněprus odpovídá jejich nejvyšší část již sedimentaci molasového typu. Roblinské vrstvy indikují rychlý snos klastického materiálu do pánve spojený s nárůstem tektonické aktivity, vedoucí nakonec k ukončení sedimentace a k nástupu erozní etapy v Barrandienu.

Ekvivalenty sedimentů pražské pánve odpovídající ordoviku - devonu se vyskytují také v **rožmitálském paleozoiku.**

Metamorfované ostrovy a Železné Hory

V pásmu metamorfovaných ostrovů středočeského plutonu je paleontologicky doloženo **kambrium, ordovik, silur i devon.** Sedimenty jsou kontaktně metamorfovány a paleontologické nálezy jsou vzácné. V **Železných horách** jsou sedimenty ordovicko - devonského cyklu zastíženy v přeloučské synklinále, vápenopodolské synklinále a v hlinské zóně. Spodnopaleozoické sedimenty jsou zde **epizonálně metamorfované.**



Obr. 47 Litostratigrafická tabulka devonu ještědského hřbetu (upraveno podle Chlupáč, 1996)

2.4.1.4.3.1.2. Krušnohorská a lužická oblast

Plošně největší a slabě epizonálně metamorfovanou paleozoickou jednotkou (kambrium-silur) krušnohorské oblasti je **durynsko - vogtlandské paleozoikum**. Na našem území vystupuje v depresní zóně mezi Smrčínami a nejdecko - eibenstockským masivem.

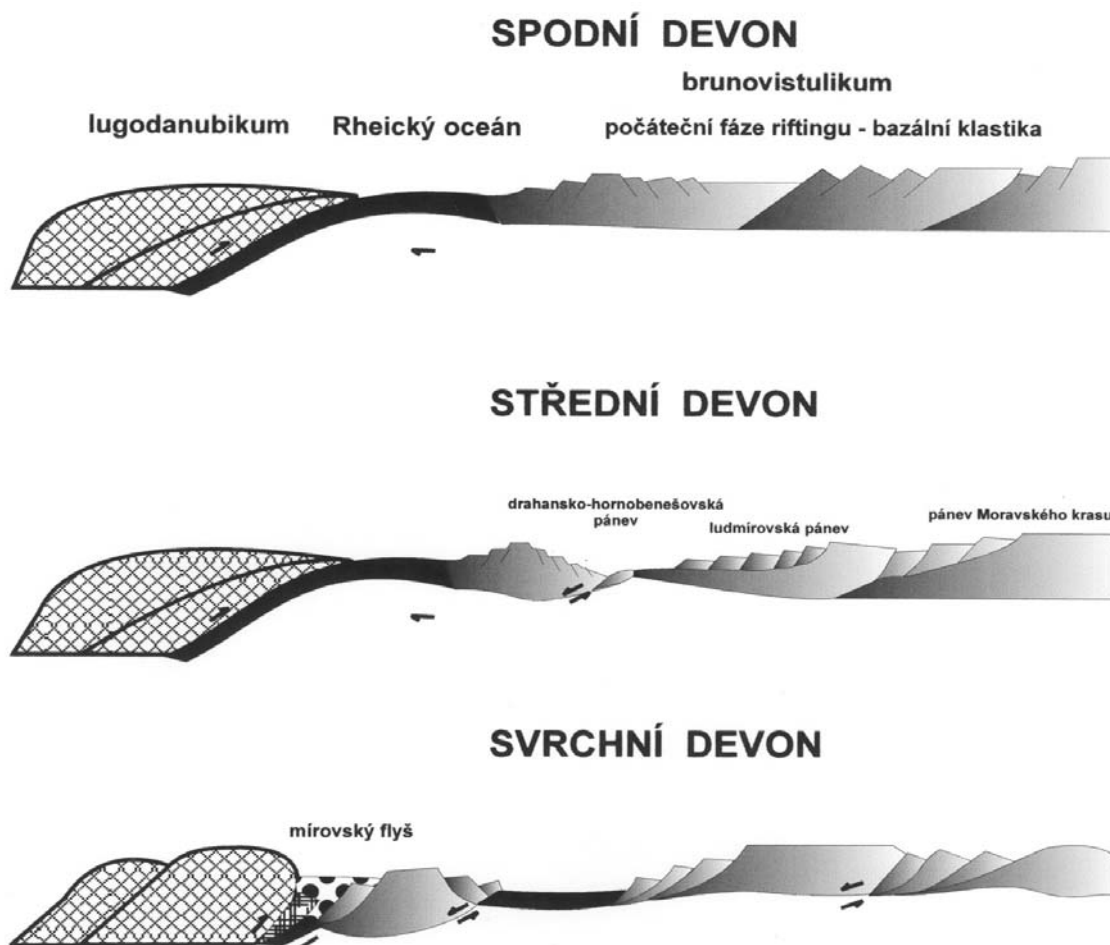
Stratigraficky nejúplnější sled paleozoika v lužické oblasti je zachován v oblasti **ještědského hřbetu**. Na jeho bázi se objevují ordovické kvarcity, v jejich nadloží jsou vyvinuty pokrývačské fylity, které převládají zejména v siluru. Na fylitech a zelených břidlicích, pravděpodobně spodno- a střednodevonského stáří, spočívají biodetritické vápence s givetskou a frasnskou faunou stromatoporoideí a korálů. Ve svrchním devonu můžeme pozorovat diferenciaci do vulkanických facií, tmavých břidlic a hlíznatých vápenců. Při hranici s karbonem nastupuje již kulmská sedimentace.

Zcela odchylný vývoj devonu od oblasti středočeské, ukazující na vztahy k lužické oblasti v Kladsku, byl zjištěn v podloží české křídové tabule **východně od Hradce Králové**. Na metamorfovaných ordovických nebo (?) proterozoických horninách spočívá s úhlovou diskordancí svrchní devon tvořený biodetritickými vápenci se svrchnofamenskými foraminiferami, které přecházejí do typických svrchnofamenských klymeniových vápenců, jejichž ukládání pokračuje až do spodního karbonu.

2.4.1.4.3.1.3 Moravskoslezská oblast

Výskyty nemetamorfovaného spodního paleozoika jsou v moravskoslezské oblasti vázány na sedimentární pokryv **brunovistulika**. V drtivé většině se jedná o sedimenty devonu. Jediný výskyt **siluru u Stínavy** (graptolitové a vápnité břidlice, llandovery - přídolí) je ve složité tektonické pozici uvnitř variského akrečního klínu. Nejnovější výzkumy ukazují i na přítomnost **spodnokambrických sedimentů** v oblasti pod karpatskými příkrovy na jihovýchodní Moravě.

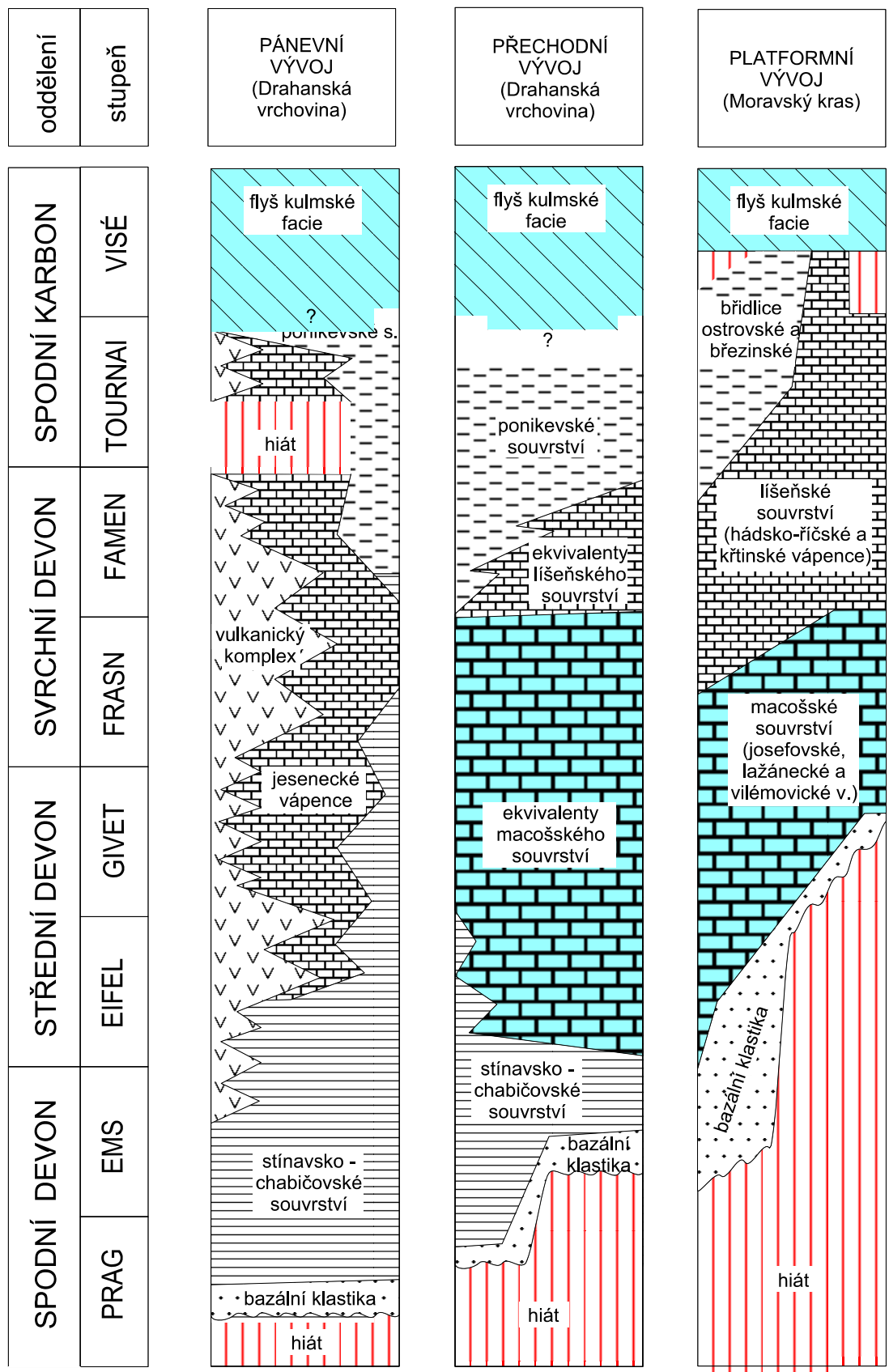
Brunovistulikum představovalo zřejmě součást **avalonských** teránů, které kolidovaly s jižním okrajem Baltiky během kaledonské orogeneze. Během devonu tvořilo **jižní pasívní okraj Laurusie** charakterizovaný značným rozšířením facií Old Red Sandstone. Na tomto okraji vznikaly v devonu dílčí **transtenní pánve**, jejichž výskyt vykazuje zřetelnou polaritu. Nejdříve docházelo ke vzniku pánví a jejich maximální subsidenci při okraji a poté se maximální subsidence přesouvala do předpolí. **Facie Old Red** moravskoslezské oblasti, často značně zastoupené v rámci bazálního klastického souvrství, na rozdíl od kaledonského orogenu (molasa) reprezentují ukládání v aridním kontinentálním prostředí **během počátečních fází transtense**. Během variské orogeneze došlo k výraznému **tektonickému zkrácení** devonských vrstevních sledů a **rotaci** o více než 90 stupňů, což značně ztěžuje rekonstrukci dílčích pánví. Nejlépe jsou zachovány zbytky pánve **drahansko-hornobenešovské** a pánve **Moravského krasu**.



Obr. 48. Model vývoje devonských transtenzních pánví na brunovistulickém jižním okraji Laurusie.

Výše zmíněná geotektonická pozice má zásadní význam pro stratigrafické členění. Tradičně jsou vyčleňovány dva hlavní vývoje devonu - **drahanský** (pánevní) vývoj a vývoj **Moravského krasu**. Menší rozšíření mají **ludmírovský** a zejména **tišnovský** vývoj. Sedimenty drahanského vývoje se ukládaly v drahanskohornobenešovské pánvi, ludmírovský vývoj buď na jejím okraji nebo v další dílčí pánvi směrem do předpolí, vývoj Moravského krasu pak v dílčí pánvi Moravského krasu.

Drahanský vývoj vystupuje na povrch hlavně ve šternbersko-hornobenešovském pruhu v Nížkém Jeseníku. Jeho epizonálně až mesozonálně metamorfované výskyty vystupují i v Hrubém Jeseníku a v konicko-mladečském pruhu. Ve schematizovaném vrstevním sledu začíná sedimentace v prahu **bazálními klastiky** a drakovskými kvarcity. Nadložní sled prachovců a břidlic s polohami bazických vulkanitů tzv. spilit-keratofyrového komplexu je



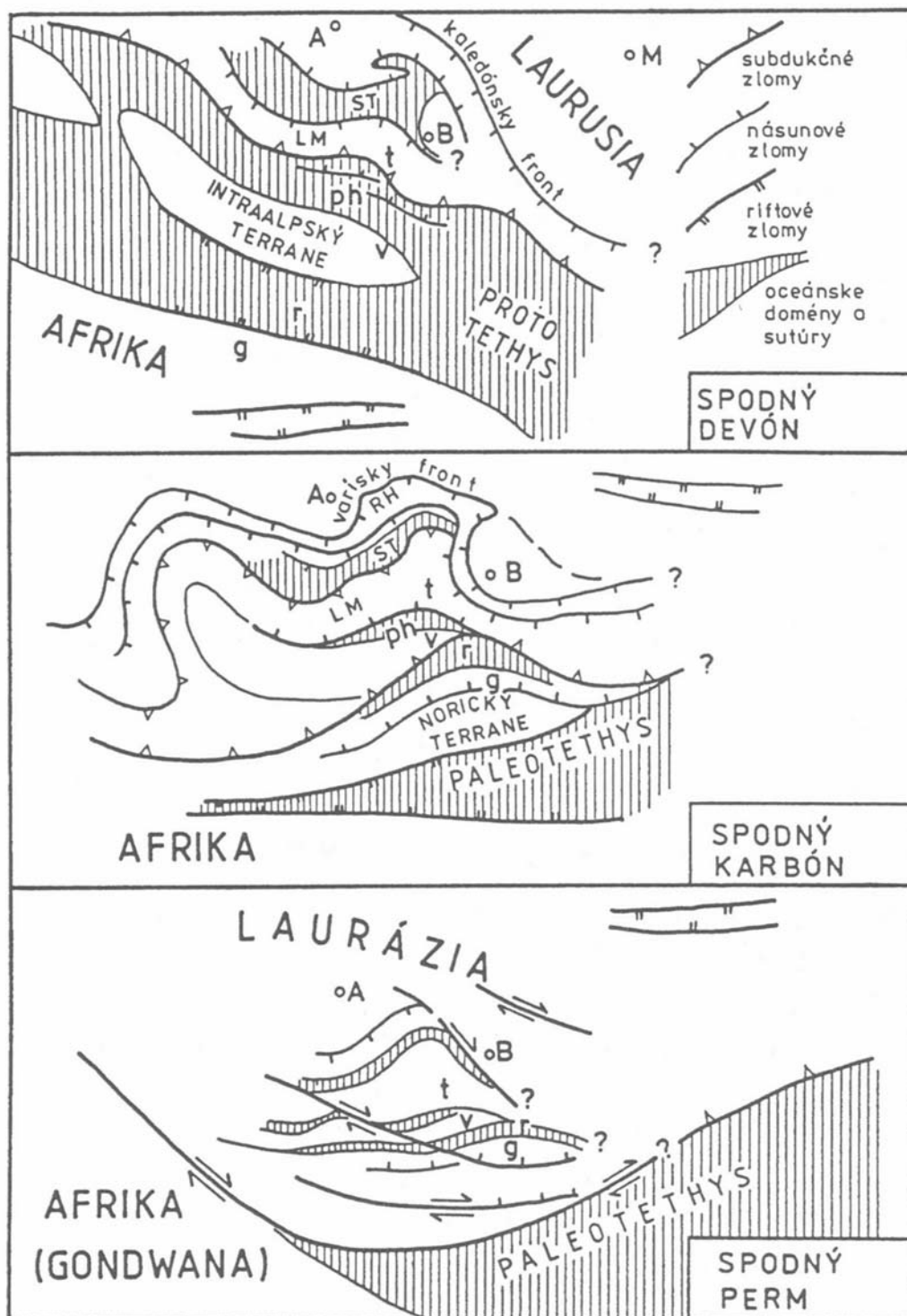
Obr. 49. Litostratigrafické členění předflyšových hornin moravskoslezské oblasti, upraveno podle různých pramenů.

označován jako **stínavsko-chabičovské souvrství**. **Jesenecké vápence** (eifel-svrchní tournai) reprezentují především různé typy kalciturbiditů, přítomny jsou rovněž polohy vulkanitů. Bioklasty jsou tvořeny především krinoidy, korálová a stromatoporoidová fauna je vzácná. Do nadloží i laterálně přecházejí ve svrchním devonu do facií **ponikevského souvrství**. To zahrnuje především břidlice s polohami radiolaritů, místy i s vložkami kalciturbiditů. Největší rozšíření ponikevského souvrství ve famenu a tournai odráží výrazné prohloubení, které je doprovázeno výskyty **vulkanitů**, indikujícími ve šternbersko-hornobenešovském pruhu přítomnost úzkých segmentů **oceánské kůry**.

Ludmírovský vývoj je znám pouze z konicko-mladečského pruhu a němčičsko-vratíkovského pruhu v západní části Drahanské vrchoviny. Idealizovaný vrstevní sled začíná **bazálními klastiky**. Nadložní **stínavsko-chabičovské souvrství** neobsahuje, podobně jako celý vrstevní sled ludmírovského vývoje, polohy vulkanitů. Nejstarší výskyty jsou většinou emského stáří, i když polohy břidlic od Petrovic jsou nověji datovány rovněž do pragu. Nadložní polohy jsou tvořené převážně kalciturbidity a dříve byly považované za **ekvivalenty macošského souvrství**, obsahují hojně korály a stromatoporoidea, čímž se výrazně liší od jeseneckých vápenců. Při hranici frasnu a famenu dochází k výraznému prohloubení, spojenému s nástupem sedimentace **ponikevského souvrství**.

Vývoj Moravského krasu vystupuje na povrch především v oblasti Moravského Krasu, dílčí výskyty jsou známy u Čelechovic a Hranic na Moravě. Značné rozšíření tohoto vývoje v podloží karpatských příkrovů je dokumentováno ve vrtech na východních svazích Českého masivu. Vrstevní sled začíná **bazálními klastiky**. V jejich nadloží se vyskytují proměnlivě mocné sekvence **macošského souvrství**, které reprezentují mělkovodní sedimentaci karbonátové platformy a jejího okraje. V klasickém členění začíná vrstevní sled tmavě šedými **vápenci josefovskými** s hojnými brachiopody (*Bornhardtina*, *Stringocephalus*). Ty laterálně i vertikálně přecházejí do tmavě šedých **lažáneckých vápenců** s hojnými stromatoporoidei (hlavně rod *Amphipora*) a korály. Posledním členem macošského souvrství jsou světle šedé **vápence vilémovické** s hojnou korálovou a stromatoporoideovou faunou. Novější výzkumy ukazují, že se facie lažáneckých a vilémovických vápenců v rámci macošského souvrství (eifel-frasn) čtyřikrát **cyklicky opakují** (cyklus čelechovický, Býčí Skály, ochozský a mokerský). Sedimentace macošského souvrství byla ukončena významným **vymíráním** na hranici frasnu a famenu, které vedlo k totální restrukturalizaci bentózních ekosystémů. Nadložní **líšeňské souvrství**, tvořené hlavně laterálně se zastupujícími křtinskými, hádsko-říčskými a dražovickými vápenci, se ukládalo od famenu až do spodního karbonu. **Křtinské vápence** jsou hlíznaté, mikritické až biomikritické vápence s hojným planktonem (radiolárie) a nektonem (konodonti). Zčásti se jedná o hemipelagické sedimenty hlavně svrchní části kontinentálního svahu, zčásti o kalové kalciturbidity. **Hádsko-říčské vápence** jsou biodetritické až biomikritické a ve famenu se jedná o facie skeletálních kalciturbiditů. Obsahují hojný bentos (krinoidy, foraminifery, řasy) gravitačně redeponovaný z okraje karbonátové platformy i relativně hojnou konodontovou faunu především z prostředí kontinentálního svahu. Záchátek ukládání hádsko-říčských vápenců signalizuje extenzi v pánvi Moravského Krasu, doprovázenou vznikem pánve **halfgrabenového typu**. Tato extenze se shodovala s obdobím maximálního roztahování v pánvi drahansko-hornobenešovské. Sedimentace famenských sekvencí byla přerušena výraznými faciálními změnami při hranici devonu a karbonu. **Dražovické vápence** se ukládaly v prostředí mělké němčičsko-nítkovické karbonátové platformy na východních svazích Českého masivu a jsou známy pouze z vrtných jader. Jsou to biodetritické až biomikritické pleťově zbarvené vápence obsahující hojně krinoidy, foraminifery a řasy.

2.4.1.4.3.2. Západní Karpaty a Východní Alpy



Obr. 50 Paleotektonické schéma paleozoického vývoje střední Evropy (podle Kováč et al. 1993). Legenda: RH rhenohercynská zóna, ST – sasko-dirynská zóna, LM – ligursko-moldanubická zóna, t – tatranská doména, ph – pezinocko-hronská doména, r – rakovecká doména, g – gelnická doména. Referenční body: A – Amsterdam, B – Brno, M – Moskva.

Hlavní výskyty spodního paleozoika v **Západních Karpatech** můžeme rozdělit do dvou domén - tatroveporské a gemerské. Severnější **tatroveporská** doména je charakterizovaná

značnou přeměnou sedimentů, u kterých se předpokládá z velké části stáří spodního paleozoika. Sporadické nálezy palynomorf dokládají silurské stáří (hronský komplex veporika). Metasedimenty tvoří hlavně horniny flyšové povahy. **Gemerská** doména zahrnuje většinou nízkometamorfované paleozoické vulkanicko-sedimentární komplexy, reprezentující patrně akreční klín před čelem svrchní desky variského orogénu. Nejrozsáhlejší součástí gemerika je **gelnická jednotka** tvořená hlavně pelitickými a flyšovými souvrstvími kambrosilurského stáří s hojnými vulkanoklastiky, které se ukládaly na pasivním kontinentálním okraji norického teránu. Další součástí je **rakovecký vulkanosedimentární komplex** (devon-karbon) severní části gemerika, který patrně reprezentuje suturu po oceánském prostoru, který se otevíral ve spodním paleozoiku. Devonské až spodnokarbonské komplexy aktivního kontinentálního okraje jsou zastoupeny v dnešním jižním veporiku.

Hlavní výchozy spodního paleozoika ve **Východních Alpách** jsou při styku Centrálních Alp a Severních Vápencových Alp v tzv. severní drobové zóně ve Štýrsku a dále pak v Karnských Alpách, které jsou již součástí jižních Alp. Spodnopaleozoické sedimenty vykazují blízké vztahy ke spodnímu paleozoiku Barrandienu.

2.4.1.5. SHRNUTÍ

Rozpad Rodinie započatý ve svrchním proterozoiku pokračuje až do spodního ordoviku. Mezi Baltikou a Laurentií se rozevírá oceán Japetus.

Od ordoviku probíhá konvergentní pohyb mezi Laurentií, Baltikou a perigondwanskými terány vedoucí ke kaledonské orogenezi.

Zalednění Gondwany v ordoviku a siluru.

Nástup prakticky všech živočišných kmenů v kambriu, další diverzifikace bioty v ordoviku.

Rozvoj graptolitů v siluru, velké rozšíření útesů a rybovitých obratlovců v devonu.

V pragu se objevují první amoniti, na konci devonu první obojživelníci.

Cévnaté výtrusné rostliny osidlují souši, první větší vegetační pokryv i první pralesy v devonu.

Velké vymírání na hranici ordoviku a siluru a frasnú a famenu.

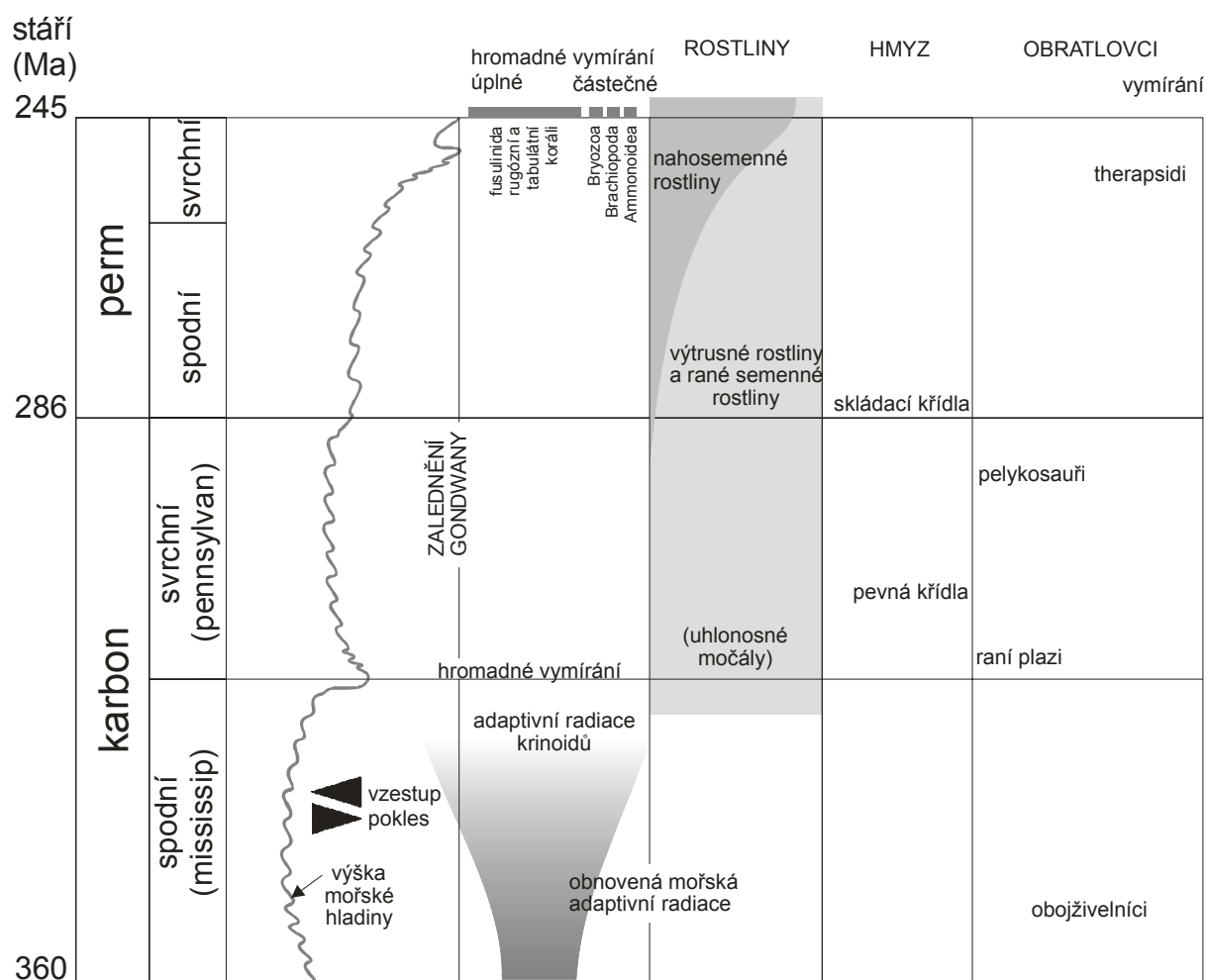
2.4.2. SVRCHNÍ PALEOZOIKUM

2.4.2.1. ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ A CELKOVÁ CHARAKTERISTIKA

Svrchní paleozoikum je tvořeno dvěma útvary, karbonem a permem. Název **karbon** byl zaveden anglickými geology Connybearem a Phillipsem již v r. 1822. Spodní hranice karbonu je definována prvním výskytem konodonta druhu *Siphonodella sulcata*, o něco výše je pak báze amonitové zóny Gattendorfia. Spodní karbon se dělí v Evropě na stupně **tournai** a **visé**, svrchní karbon na **namur**, **westphal** a **stephan**. V západní Evropě dochází ve svrchním karbonu k ústupu moře, proto se horniny této oblasti velmi obtížně korelují s profily v oblastech s mořskou sedimentací. Ve východní Evropě mořská sedimentace naopak pokračuje i ve svrchním karbonu a vyčleňují se proto většinou na základě foraminifer (fusulinidy) stupně serpuhov, baškir, moskov, kasimov a gžel. V severní Americe se používá rozdělení karbonu na mississip a pennsylvan. V poslední době se přistoupilo k nové definici hranice mezi spodním a svrchním karbonem odpovídající hranici amerických oddělení **mississipu** a **pennsylvanu**. Tato úroveň leží v Evropě uvnitř namuru A a je spojena s globální regresí a vymíráním konodontů a amonitů.

STÁŘÍ (Ma)	ERATEM		ÚTVAR	ODDĚLENÍ	STUPEŇ	
245	PALEOZOIKUM	SVRCHNÍ PALEOZOIKUM	PERM	SVRCHNÍ	thuring	
286				SPODNÍ	saxon	
					autun	
					stephan	
360			KARBON	SVRCHNÍ	PENN SYLVAN	westphal
						namur
						visé
				SPODNÍ	MISSISSIP	tournai

Obr. 50. Základní členění svrchního paleozoika v Západní Evropě, oddělení mississip a pennsylvan se vyčleňují na severoamerickém kontinentu.



Obr. 51. Hlavní události svrchního paleozoika. Upraveno podle Stanley (1992).

Stratigraficky nejvýznamnější skupiny karbonu představují konodonti a amoniti, v mělkovodních faciích potom foraminifery, brachiopodi, koráli. V kontinentálních sedimentech zbytky flóry, zejména kaprad'osemenných. Klasická území pro stratigrafii karbonu leží v Belgii (namursko-dinantské synklinorium, zde jsou stratotypy tournai, visé a namuru), dále v Anglii, kde byl karbonický útvar pojmenován (Carboniferous - obsahující uhlí). Stupeň westphal je definován v paralickém vývoji ruhrské pánve a poslední stupeň stephan má stratotyp ve Francouzském středohoří v pánvi St. Etienne.

Podobně jako v předchozích útvarech vyvíjejí se i v karbonu některé typické facie. V marinním prostředí jsou to facie uhelného vápence a facie kulmská.

- **Facie uhelného vápence** (Kohlenkalk) je tvořena biodetritickými a biomikritickými vápenci, na jejichž stavbě se podílí především bentózní fauna vápnitých řas (zelené i červené řasy), krinoidů, foraminifer, brachiopodů, mechovek a korálů. Reprezentuje mělkovodní prostředí teplého klimatického pásu.

- **Kulmská facie** představuje karbonický flyš, tj. střídání slepenců, drob, prachovců a jílovců se vzácnými karbonáty. Fauna je zastoupena nektonem a planktonem, ojedinělé jsou výskyty bentózních skupin a ichnofosilií.

V kontinentálním prostředí je typickým znakem tvorba **uhlí** v paralických i limnických pánvích. Jeho vznik byl umožněn příznivými klimatickými podmínkami. Typickými pro paralické pánve jsou **cyklotémy** představující opakované střídání mořských a kontinentálních sedimentů. Na bázi cyklotémy převládají hrubozrnné klastické sedimenty kontinentálního původu. Do nadloží se zrno zjemňuje, ukládají se prachovce a břidlice. Ve střední části je

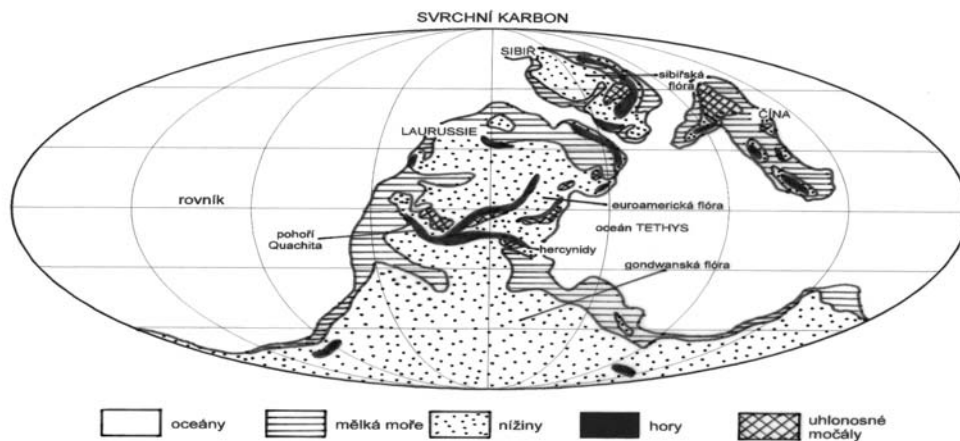


Obr. 52. Rozložení oceánů, kontinentů a hlavních orogenetických pásem na povrchu Země ve spodním karbonu, upraveno podle Stanley (1992).

potom vyvinuta mořská sloj. Po mořské ingresi se ukládají marinní sedimenty, břidlice, vápence, pískovce tzv. mořského patra. Poté se celý cyklus opakuje. Cyklotémy jsou výsledkem opakovaných transgresí a regresí a jejich příčiny jsou vysvětlovány teplotními oscilacemi v karbonu spojenými se střídáním ledových a meziledových dob. Pravidelné vytváření a tání ledovců vedlo ke glacieustatickým změnám hladiny světového oceánu a oscilaci pobřežní čáry. V Severní Americe ve státech Missouri a Kansas a v Apalačích se některé cyklotémy dají sledovat na stokilometrové vzdálenosti, což umožňuje přesnou korelaci profilů.

Název **permu** je odvozen od města Perm na západním Uralu. Jako samostatný útvar byl vymezen Murchisonem (1841). Ve spodním permu je charakter fauny i flóry především kontinentálních vývoju velmi blízký karbonu, proto se často také používá souborné označení permokarbon. V kontinentálních uloženinách teplého klimatického pásu je spodní hranice dána podle prvního výskytu kapradosemenné rostliny *Calopteris conferta*, v marinních sedimentech pak objevením zástupců amonitů rodu *Properrinites* nebo foraminifer rodu *Pseudoschwagerina*. Svrchní hranice je dána nástupem amonoidního rodu *Otoceras*. Přesné vymezení spodní a svrchní hranice zatím není jednotné, nebyl stanoven stratotyp. Rovněž členění permu na stupně není jednotné, především ve svrchní části. Regionální stupnice vycházející z odlišné paleogeografické situace a odlišných vývoju jednotlivých oblastí se značně liší a jejich korelace a stanovení globálních hranic je otázkou budoucnosti. Spodní perm se v Evropě podle staré německé hornické praxe nazývá v kontinentálním vývoji **rotliegendes** a svrchní mořský perm pak **zechstein**. V kontinentálním vývoji mu odpovídá stupeň **thuring**. Spodní perm se v kontinentálním vývoji dále člení na **autun** a **saxon**, zatímco ve východní Evropě se pro marinní vývoj používá stupňů assel, sakmar, artinsk a kungur. Ve svrchní permu se v mořském vývoji východní Evropy vyčleňují stupně ufim, kazan a tatar.

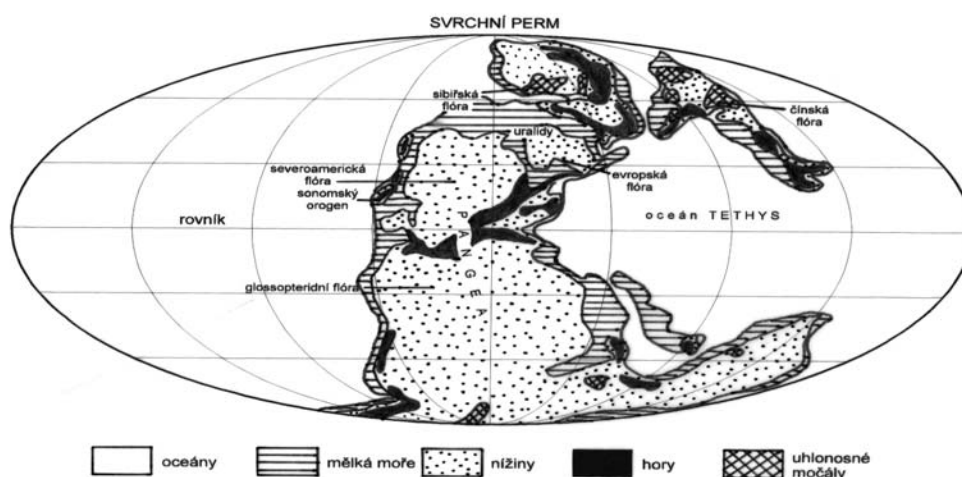
Zonální členění permu se v mělkovodních marinních sedimentech opírá především o vápnité foraminifery a brachiopody, v hlubších faciích potom o konodonty a goniatity.



Obr. 53. Rozložení oceánů, kontinentů a hlavních orogenetických pásem na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve svrchním karbonu, upraveno podle Stanley (1992).

2.4.2.2. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONICKÉ PROCESY

Karbon je období významných paleogeografických změn. Dochází k vytváření jednoho velkého superkontinentu, které je ukončeno v permu vznikem **Pangei**. V karbonu koliduje Gondwana s Laurusí a vrásní se variské horstvo v Evropě a horská pásma při jihovýchodním a jižním pobřeží Severní Ameriky. V Evropě proběhlo vrásnění v několika hlavních etapách: v **bretonské** (na hranici devon-karbon), **sudetské** (při hranici spodního a svrchního karbonu), **krušnohorské** (ve vyšším namuru a spodním westphalu) a **asturské** fázi (při hranici westphalu a stephanu). V oblasti uralského oceánu dochází ke konvergenci Laurusie se sibiřským kontinentem a menším kontinentem kazašským.



Obr. 54. Rozložení oceánů, kontinentů a hlavních orogenetických pásem na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve svrchním permu, upraveno podle Stanley (1992).

Jižní pól ležel v karbonu na území dnešní Antarktidy, zatímco Evropu a Severní Ameriku protínal rovník. Na severní polokouli v oblasti chladného klimatu byl situován sibiřský kontinent. **Glacigenní sedimenty** ve spodním karbonu Jižní Ameriky dokládají nástup zalednění, které vrcholí ve **svrchním karbonu**. Ledovcové sedimenty se ukládají v Jižní Americe, Jižní Africe, Antarktidě, Přední Indii a Austrálii. Karbonské je po ordovickém druhé největší zalednění v paleozoiku. Oblasti teplého klimatu jsou naopak indikovány mělkovodními karbonátovými faciemi s hojnými zelenými řasami nebo fusulinovými vápenci nebo na kontinentech druhově bohatou flórou bez letokruhů. Na základě flóry můžeme vyčleňovat tři bioprovincie: provincii **tropického a subtropického pásu** (Laurusia, Laurentie, střední Asie, Čína) charakterizovanou přítomností přesličkových a plavuňových pralesů, velkým rozrůzněním i nepřítomností letokruhů, na severu v oblasti Sibiře **angarskou provincií** mírného pásu pouze s ojedinělými prvky známými z provincie tropického a subtropického pásu a s převahou kordaitů, v oblasti Gondwany pak **glossopteridovou provincií** s převahou bylinných typů.

Geokratické období nastupující v **permu** je charakterizováno širokým rozšířením pevnin a malým rozsahem epikontinentálních moří. Navazuje na výzdvih kontinentálních bloků ve svrchnokarbonských etapách variské orogeneze. S konsolidací mobilních zón v permu byl spojen nárůst kontinentální kůry do hloubky a do šířky. Na severní polokouli se nacházel rozsáhlý kraton **Laurasie**, který byl na konci prvohor připojen ke Gondwaně epivariským kratonem ve Středomoří. Vznikl jeden veliký superkontinent **Pangea**. Ani v permu se však paleozoický oceán **Paleotethys** zcela neuzavřel a jeho východní části zůstaly rozevřené až do triasu. Během spodního permu převládalo v nižších zeměpisných šířkách aridní suché klima, které se odráží např. v červeném zbarvení spodnopermské červené jaloviny (rotliegendes). Vývoj permokarbonských kontinentálních usazenin bývá ukončen zpravidla v saxonu. Ve svrchním permu již došlo k transgresi zechsteinského moře do Evropy.

Zatímco ve střední a západní Evropě je perm obdobím dozvuků závěrečných fází variské orogeneze bez výraznějších vrásnicích účinků (**saalská a falcká fáze**), došlo v uralské oblasti k vyvrášení mohutného horského pásma a k propojení Evropy s Asií. Kontinenty se tak seskupily do jednoho velkého superkontinentu (Pangea). To umožňovalo již zmíněné významné migrace fauny i flóry. Při severním okraji Gondwany však již během permu vzniká nový riftový systém, který během druhohor vytváří novou mobilní oblast Tethys.

2.4.2.3. ŽIVOT VE SVRCHNÍM PALEOZOIKU

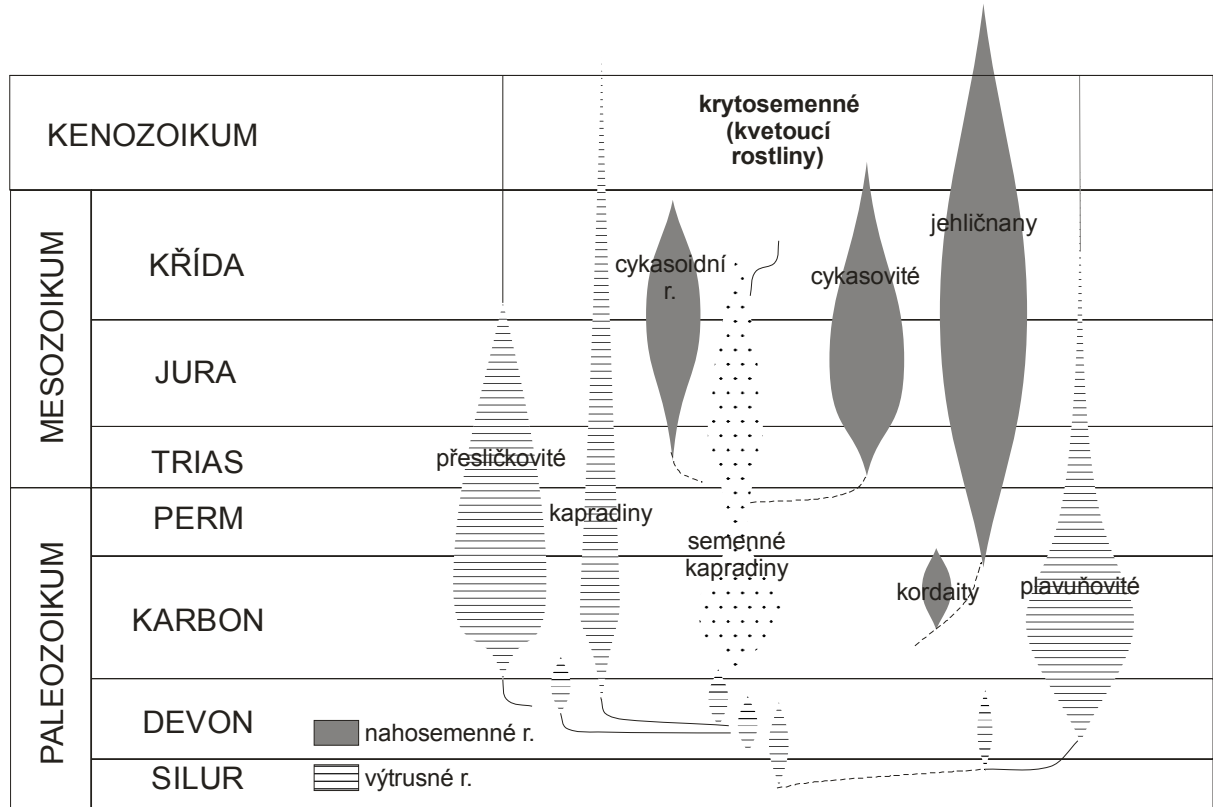
2.4.2.3.1. FLÓRA

Řasy

Mezi zelenými řasami jsou ve svrchním paleozoiku zastoupeny a mají horninotvorný význam především **Codiaceae a Dasycladaceae**. Stélky rodu *Koninckopora* z poslední jmenované skupiny, se podílejí na stavbě hornin zvláště během visé. Mezi červenými řasami hrají významnou roli v celém svrchním paleozoiku řasy koralinní, horninotvorné jsou však především ve svrchním karbonu. U planktonních skupin zaznamenala výrazný pokles četnosti **akritarcha**.

Vyšší rostliny

Svrchnokarbonské **pralesy** byly tvořeny relativně malým počtem rodů, individuální četnost u jednotlivých druhů však byla obrovská. Nejvyšší patro tvořily stromovité **plavuně** rodů *Sigillaria* a *Lepidodendron*, v menší míře se vyskytovaly i nahosemenné **kordaity**, jejichž doménou však bylo spíše sušší prostředí. V nižším patře karbonských pralesů byly zastoupeny především **přesličky a kapradiny**. Stromovité přesličky byly reprezentovány hlavně rodem *Calamites*. Část kapradin náležela patrně **kaprad'osemenným rostlinám**, které nemůžeme ve



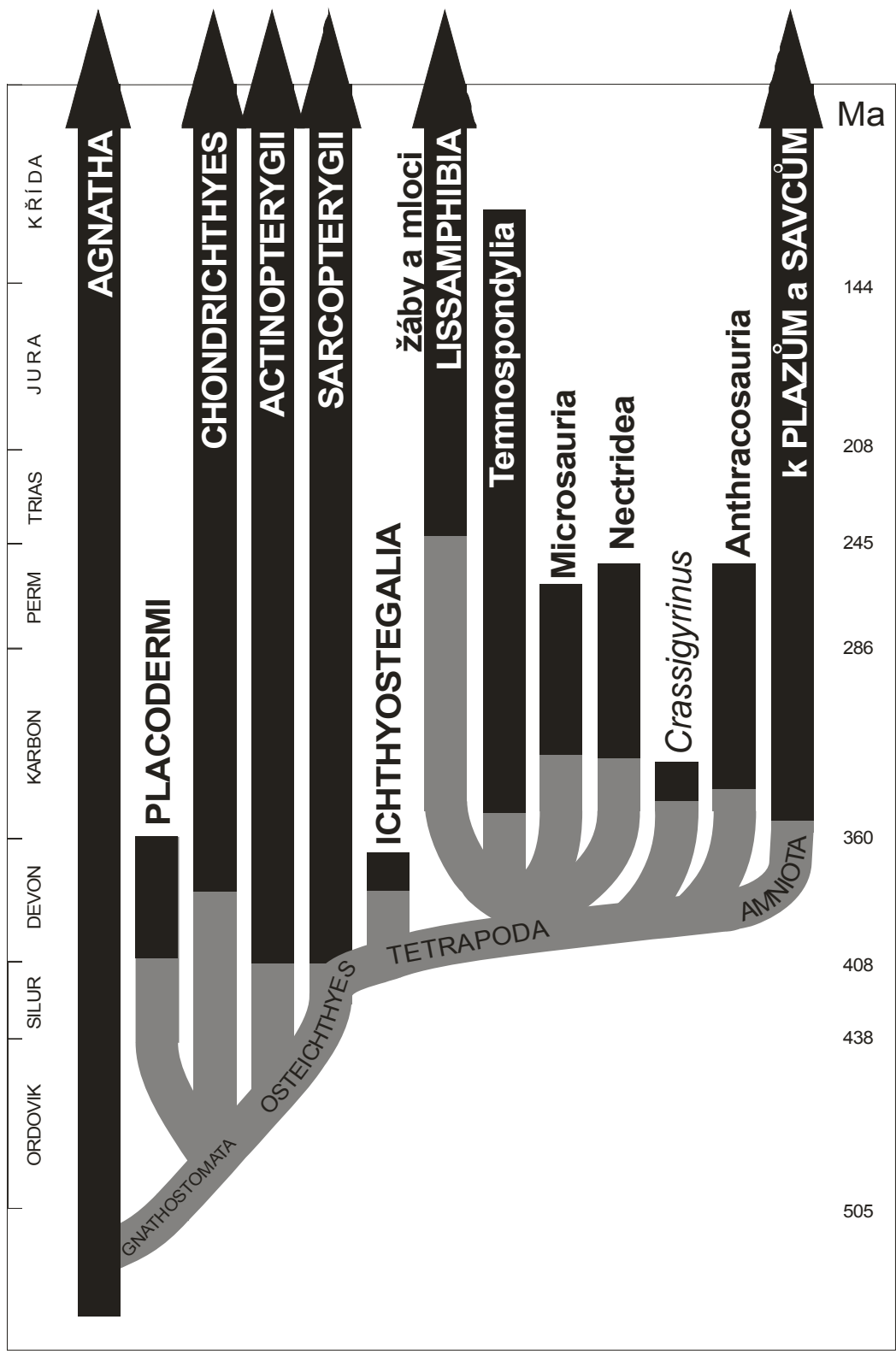
Obr. 55. Evoluce hlavních skupin vyšších rostlin. Upraveno podle Stanley (1992).

fosilním stavu od pravých kapradin pouze na základě listů odlišit. Ještě ve spodním permu má flóra obdobný ráz jako v karbonu s převahou výtrusných rostlin, především kapradinovitých (*Callipteris*, *Pecopteris*, *Odontopteris*), plavuní (*Sigillaria*) a přesliček (*Calamites*). Dále od pobřeží permokarbonických vodních pánví na sušších vyvýšených místech vznikaly patrně první **lesy** tvořené **semennými rostlinami** zastoupenými některými formami kapradosemenných a kordaitů a zejména pak jehličnany. Tato adaptace se později ukázala jako velmi výhodná. Klima se od nejsvrchnějšího karbonu celkově stávalo neustále sušším, ve **svrchním permu** již výtrusné rostliny ustoupily zřetelně do pozadí a převládly **nahosemenné** (hranice paleofytikum/mesofytikum). Dominující skupinu představují jehličnaté rostliny Voltziales zastoupené rody *Ullmania* a *Voltzia*.

Klimatické změny podmínily také vznik různých bioprovincí. V oblasti Gondwany dochází k rozvoji tzv. **glossopteridové flóry**, s význačnými rody stromovitých kapradosemenných *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Schizoneura*, dále opadavých keřů a polokeřů. Dřevo glossopteridů mělo velmi podobnou stavbu jako dřevo dnešních araukarií, na první pohled jsou patrné letokruhy dokumentující střídání ročních období. Na Sibiři se rozvíjí podobná chladnomilná angarská flóra s charakteristickým rodem *Angaropteridium*.

2.4.2.3.2. FAUNA

Během karbonu dochází k výraznému rozvoji **bentózních vápnitých foraminifer**. Z toho pramení i jejich horninotvorný a stratigrafický význam. Ve spodním karbonu jsou to foraminifery endothyrového typu, ve svrchním karbonu a především v teplém klimatickém pásmu permu potom fusulinidní foraminifery. Fusulinina často dosahují i značných rozměrů (přes 10 cm). Ke konci permu zástupci tohoto řádu ustupují a zcela vymírají.



Obr. 56. Vývojové vztahy a stratigrafické rozšíření hlavních skupin rybovitých obratlovců a obojživelníků v paleozoiku. Upraveno podle Benton.

Další významnou horninotvornou skupinu v karbonu a permu představují **krinoidi**. V Severní Americe se využívají i pro stratigrafické účely. Narůstá i zastoupení **ježovek**.

Tabulátní a rugózní koráli se sice podílejí na stavbě spodnokarbonských facií uhelného vápence, ve srovnání s devonem však nevytvářejí útesy a jejich horninotvorný význam je minimální. Obě skupiny na konci permu vymírají.

V karbonu se zvyšuje horninotvorný význam **mechovek**. V permu představují hlavní útesotvorné organismy.

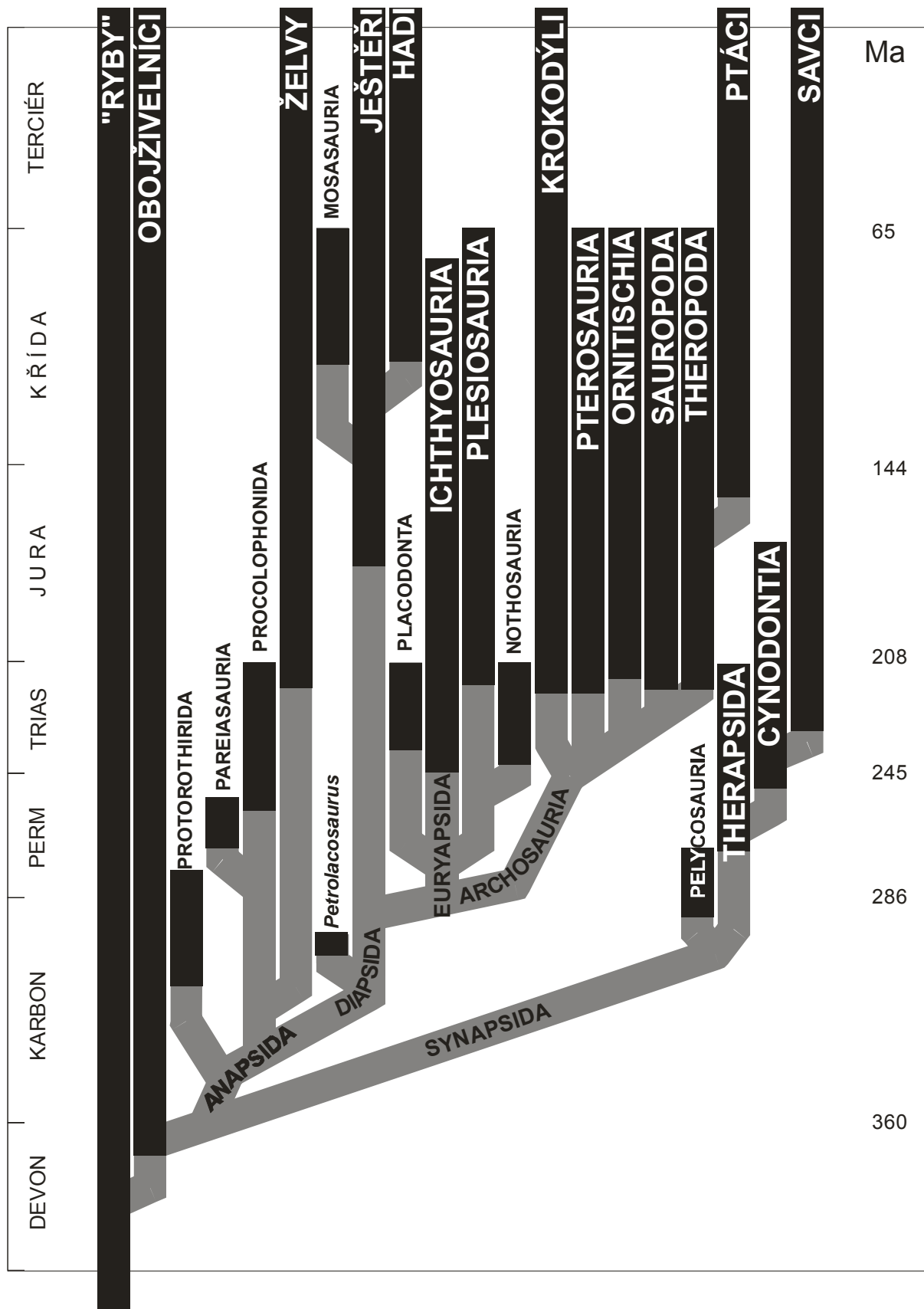
Diverzita **brachiopodů** klesá, nicméně stále ještě představují nejdůležitější součást bentosu. V karbonu i v permu je široce zastoupena skupina Productaceae (řád Strophomenida) obývající především mělkovodní karbonátové šelfy. Typickým spodnokarbonským rodem je *Productus*, velkých rozměrů dosahuje *Gigantoproductus* (až 20 cm). Řád Productaceae si podržel svoje postavení i v permu, kde převládají především tlustostěnné formy (např. *Horridonia*). Relativně hojně jsou rovněž spiriferidní a terebratulidní brachiopodi. Někteří brachiopodi konvergují morfologií schránky ke korálům (*Richthofenia*), jsou pevně přichyceni k podkladu a podílejí se na stavbě útesů.

Mezi **měkkýši** představují stratigraficky nejvýznamnější skupinu svrchnopaleozoické fauny **amoniti** s goniatitovým typem švu, který je ve srovnání se švem devonských zástupců klikatější. Ve svrchním permu se objevují již i složitější typy amonitů s ceratitovým typem švu, které na rozdíl od goniatitů přežívají do druhohor.

Z **mlžů** jsou v karbonu rozšířeny především epiplanktonní skupiny přichycené na řasách nebo plovoucích úlomcích suchozemské vegetace. Patřila k nim i *Posidonia becheri* hojně zastoupená v **kulmských faciích**. Mlži během karbonu kolonizují ve zvýšené míře rovněž **sladkovodní prostředí** (např. *Carbonicola*). Podobné trendy můžeme pozorovat i u **gastropodů**, u nichž se objevují první zástupci **plicnatých** gastropodů (Pulmonata) osidlujících souši. K dalšímu většímu rozšíření mlžů v mořském a ve sladkovodním prostředí dochází v permu. Ve zvýšené míře se vyskytují i v zálivech s anomální salinitou (*Schizodus*).

V karbonu nadále klesá zastoupení **trilobitů**, podržují si však svůj stratigrafický význam. Do karbonu přežívají pouze Proetida, ustupují však z hlubokovodní niky a jejich hlubokovodní zástupci během karbonu postupně mizí. Na konci permu pak trilobiti definitivně vymírají.

Naopak bouřlivou radiaci můžeme ve svrchním paleozoiku pozorovat u **suchozemských členovců**, zejména u **hmyzu**. Půda karbonských pralesů se hemžila šváby, cvrčky, stonožkami, chvostokoky, šupinuškami či rybenkami. Nad nimi poskakovala sarančata a kobylky. Žravé housenkovité larvy za nepřítomnosti dokonalých predátorů dorůstaly až 2m rozměrů (*Arthropleura*). Hmyz se již v karbonu stával nejrozmanitější skupinou živočichů a tuto taxonomickou dominanci podržel až do současnosti. Rozvoj hmyzích dravců (štíři, pavouci) i obojživelníků vedl u řady hmyzích skupin k využití tenkých lupenů podél těl, které původně sloužily jako termoregulační orgán, ke stavbě křídel a **ovládnutí letu**. Po vodě a zemi osidlují živočichové někdy uprostřed karbonu (možná již i dříve) vzduch. První křídlatí hmyzí letci ze středního karbonu se již velmi podobali dnešním vážkám a jepicím. Podobně jako ony neuměli však složit svá křídla a jsou řazeni do skupiny **starokřídleho hmyzu** Paleodictyoptera. Příhodné prostředí karbonských pralesů a nedostatek přirozených nepřátel umožňovaly těmto prvním okřídleným skupinám dosáhnout úctyhodných rozměrů. Dravá *Meganeura* je rozpětím křídel 75 cm doposud největší známou formou křídlatého hmyzu v dějinách této planety. Ještě ke konci karbonu se velmi rychle vyvíjí nové revoluční zdokonalení - skládání křídel. Skupina **novokřídleho hmyzu** Neoptera, u které se s tímto zdokonalením setkáváme, převládla již během permu.



Obr. 57. Vývojové vztahy a stratigrafické rozšíření hlavních skupin obratlovců (mimo rybovitě obratlovce a obožživelníky) v paleozoiku a mesozoiku. Upraveno podle Benton.

Stratigraficky velmi důležitou skupinu představují ve svrchním paleozoiku **konodonti**. Po vymírání na konci devonu se během tournai výrazně zvyšuje jejich diverzita (stratigraficky významné jsou *Siphonodella*, *Gnathodus*, *Scaliognathus*). Na konci tournai však vymírá celá řada rodů a trend nízké diverzity si konodontii podržují i po zbytek karbonu a v permu.

Svrchnopaleozoičtí **rybovití obratlovci** jsou hojně zastoupeni **trnoploutvými** a **žraloky**, kteří se hojně rozšířili i do jezer a řek (*Ctenacanthus*, *Xenacanthus*). Mezi **kostnatými rybami** se nejvýznamnější skupinou stávají **paprskoploutvé** ryby reprezentované především **řídkokostými** Chondrostei. Zejména se rozvíjí Paleoniscida, která dominují zvláště v permských kontinentálních vodách. K typickým zástupcům patří rody *Paleoniscus*, *Amblypterus*, *Paramblypterus*. Celkový obraz permské rybí fauny se příliš neliší od karbonské.

Dominantní skupinou karbonských čtvernožců se stali **krytolebci** (Stegocephali). Tito **obojživelníci** se živili vesměs predátorsky, vzácněji byli býložraví. V kontinentálních sedimentech nalézáme jejich četné stopy (Saurichnites). Ve spodním permu jsou již zřejmě vlivem postupující aridizace klimatu na ústupu, patří však stále k velmi hojným obyvatelům příbřežních oblastí. Např. perm boskovické brázdy je klasickým nalezištěm krytolebci, především rodů *Melanerpeton*, *Letoverpeton* a *Discosauriscus*. Během svrchního karbonu se odštěpila skupina obojživelníků Anthracosauria, u které se setkáváme s řadou typů podobných plazů.

Z jedné málo specializované větve anthrakosaurů se vynořuje již skupina **plazů**. Na rozdíl od obojživelníků došlo u plazů k některým výrazným změnám - dokonalejší krevní oběh charakterizovaný oddělením tepenných a žilných cest k srdci, nepřítomnost žaber, větší mozek, zesílení čelistního mechanismu a změny v anatomii lebky, změny ve stavbě sluchového aparátu, změny ve stavbě obratlů, pletenců a končetin, vytvoření zrohovatělé kůže bránící vysychání a především způsob rozmnožování. To vše zajistilo větší pohyblivost, rychlost a dokonalejší ovládnutí suchozemského života. Trvalá ztráta závislosti na vodním prostředí byla umožněna vytvořením amniového vajíčka, které vodní prostředí vlastně nahradilo. S jeho vznikem bylo spojeno i mnohem dokonalejší vnitřní oplození.

Karbonské plazy můžeme rozdělit do dvou řádů Cotylosauria a Pelycosauria lišících se typem lebky. **Cotylosauria** se vyznačovala lebkou, na které dosud nebyly žádné spánkové jamky (Anapsida). Byla zastoupena býložravými, všežravými i masožravými formami. Za nejstarší nález je zatím považován *Hylonomus* z počátku svrchního karbonu reprezentující skupinu kotylosaurů Captorhinomorpha. K velkým nemotorným kotylosaurům jejichž hřbet byl pokryt mohutnými kostěnými pláty patřil např. permský *Scutosaurus*. Mezi drobnými formami můžeme patrně hledat předky většiny současně žijících plazů - ještěrek, želv, hadů i hatérií. Značná část kotylosaurů ke konci permu vymírá (Captorhinomorpha, Pareiasauroidea).

Savcoví plazi (Pelycosauria) se odštěpili již velmi brzy během svrchního karbonu od raných kotylosaurů, od nichž se liší několika výhodnými rysy, především v oblasti lebky. Spodní spánkový otvor (Synapsida) umožňoval lepší uchycení čelistních svalů a tím mnohem silnější stisk. To bylo umocněno zvětšením a protažením ozubené části čelistí a vznikem diferencovaného chrupu. Typickým karbonským zástupcem je až 4m velký *Edaphosaurus*. Nejnebezpečnější dravou formou ve spodním permu byl *Dimetrodon*, který měl na hřbetě podobnou plachtu jako *Edaphosaurus* a dosahoval velikosti jaguára. Zatímco permští masožraví obojživelníci, jako např. aligátorovi podobný *Eryops*, museli malou kořist polykat celou, *Dimetrodon* již mohl větší kořist roztrhat na kusy.

Během střední části permu byli pelykosauri nahrazeni **therapsidy**, u nichž se ještě výrazněji projevují znaky typické pro pozdější savce, tj. diferenciací chrupu na řezáky, špičáky a stoličky a rozvoj silného žvýkacího svalstva, které se upínalo na stále mohutnější jařmový oblouk a na temenní část lebky. Jejich prodloužené nohy postavené již kolmo pod tělem, umožnily také mnohem rychlejší pohyb. Hlavním přiblížením k savcům však byl vznik

teplokrevnosti a s ním související osrstění. Předpokládá se, že všechny tyto znaky byly odpovědí na podmínky v aridním či velmi chladném klimatu. Vedle zjevných kosterních změn patrně došlo i ke změnám krevního oběhu a zdokonalení srdce. Therapsidi byli býložraví i masožraví. Býložravý *Moschops* dosahoval velikosti přes 3m. K větším dravým formám patřil *Sauroctonus* připomínající šavlozubého tygra a asi 4,5m velká *Inostrancevia*. Jejich potravou byli pravděpodobně býložraví therapsidi a kotylosauři jako již zmíněný *Scutosaurus*. Rychlí, mrštní a teplokrevní therapsidi se ve svrchním permu lavinovitě rozšířili. Opanovali suché pustinné oblasti i okolí řek a jezer pokryté hustou vegetací. Vzhledem k zmíněným savcím znakům je zařazení therapsidů k plazům či savcům předmětem diskusí. Fosilní nálezy, které dokumentují vývoj suchozemské fauny, jsou velmi bohaté na jihu Afriky v souvrství Karoo a u Kazaně v Povolží. V obou oblastech často žily obdobné, ne-li stejné rody, což mimo jiné dokládá existenci jednotné permské Pangei.

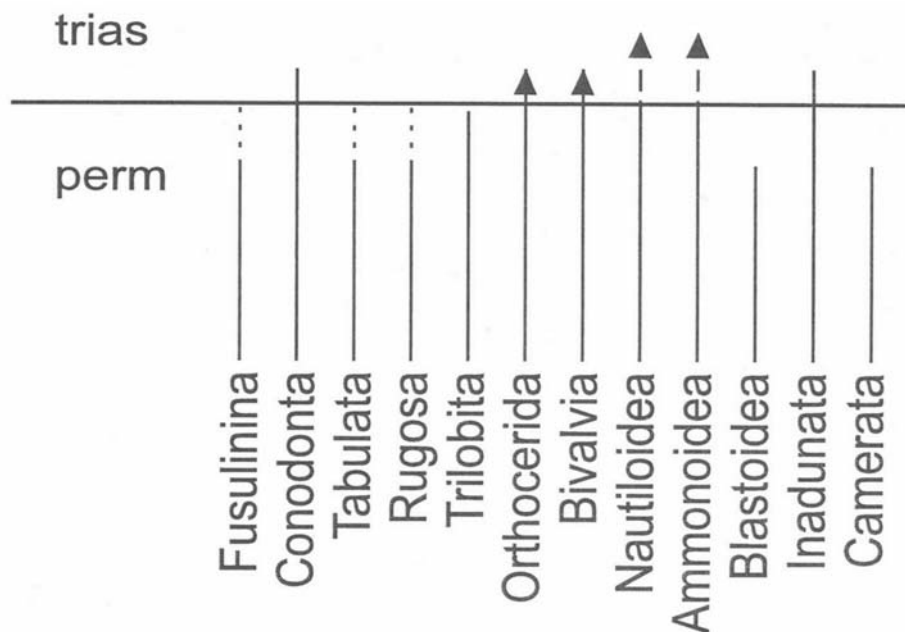
V permu se objevuje i další podtřída výhradně obojživelných a vodních plazů **Euryapsida**. Patří k nim především **notosauři** (Sauropterygia), vyznačující se dlouhým sinusovitě prohnutým krkem a protáhlou, plochou a úzkou hlavou vyzbrojenou dlouhými ostrými zuby. Dosahovali velikosti asi 3m a žili, podobně jako dnešní lachtani nebo tuleni, na souši i ve vodě. Svou kořist, převážně ryby, lovili v mělkých pobřežních vodách. Vrcholného rozvoje dosáhli však až ve středním triasu.

Ke konci permu doplňují obraz čtvernožců i první zástupci plazů se dvěma spánkovými jamkami (**Diapsida**), kteří se stali dominantní skupinou plazů až v mesozoiku.

2.4.2.3.3. NEJVĚTŠÍ VYMÍRÁNÍ

Paleozoikum bylo ukončeno největším doloženým vymíráním v dějinách planety. Toto vymírání postihlo především faunu, hlavní floristická změna (hranice paleofytikum / mesofytikum) proběhla mezi spodním a svrchním permem.

V mořském prostředí vymírají **fusuliny, rugózní koráli, tabulární koráli a trilobiti**. U **amonitů** vymírá typická svrchnopaleozoická skupina s goniatitovým typem švu a přežívají pouze skupiny s ceratitovým typem švu. Vyhnulo mnoho taxonů **mechovek, ostnokožců a brachiopodů**, z nichž poslední ztrácejí své dosavadní významné postavení v bentózní fauně. Počet druhů mořských bezobratlých se snižuje asi o 90 až 95%. Prakticky nepostiženi zůstali vymíráním konodonti. Detailní povaha tohoto vymírání se těžko stanovuje, protože přechodné vrstvy mezi permem a triasem často chybějí. V suchozemském prostředí toto vymírání postihlo značnou část kotylosaurů (Pareiasauridae), mizí rovněž celá řada **therapsidních plazů**, výrazně byli vymíráním postiženi i **obojživelníci**.



Obr. 58. Vymírání na hranici perm / trias. Upraveno podle Rogers (1994).

Jako příčina vymírání byla dlouho uváděna globální regrese, která značně omezila rozsah šelfových moří. Další hypotéza počítala s poklesem salinity ve světovém oceánu způsobeným rozsáhlou akumulací solí v okrajových evaporitech. Hypotéza klimatických vlivů vychází z toho, že přežívají taxony především eurytermní. Dosud se také předpokládalo, že průběh změn byl relativně pomalý. Nové výzkumy však ukazují, že události měly relativně **rychlý a dramatický průběh**. Kromě oscilace mořské hladiny je pro uvedenou hranici rovněž charakteristický značný **nedostatek kyslíku v mořské vodě**, který mohl být hlavní příčinou náhlého vymizení větší části prvohorních organismů. Autoři vycházejí ze studia souvislé sedimentace v oblasti Jižních Tyrol, kde hraniční interval mezi permem a triasem je charakteristický bohatými nálezy fosilií. Např. na lokalitě Tesero přešly z prvohor do druhohor pouze 3 z 26 druhů a podobná je situace i na dalších lokalitách. Zajímavé výsledky poskytla geochemická studia, která se zabývala stanovením obsahu ceru, izotopovým složením síry a poměrem uhlík/síra v horninách obsahujících síru. Všechny tyto údaje ukazují na obsah kyslíku ve vodě a dokumentují jeho výrazné snížení na počátku triasu až na úroveň, která byla na počátku prvohor. To vedlo v rozsáhlé míře ke srážení pyritu z mořské vody. Nové výsledky rovněž ukazují, že většina organismů, která vymřela, se nacházela ve stádiu maximálního rozvoje jak z hlediska variability, tak z hlediska četnosti. Vymírání bylo náhlé, katastrofické. Tyto závěry jsou potvrzovány i výzkumy na západě USA v oblasti Hot Springs a Paris Canyon, ve Slovinsku, v Číně i na Špicberkách. Ve všech těchto oblastech byl zjištěn podobný průběh událostí, podobná anoxie, rozsáhlé záplavy a vznik relativně hlubokovodních anaerobních podmínek na počátku triasu. Anoxie se objevila i ve velmi mělkém prostředí a byla jí postižena jak tropicko-subtropická tak boreální oblast. Scénář vymírání na konci permu se podle těchto novějších názorů rozpadá do dvou událostí. Po počáteční svrchnopermské destrukci fauny došlo ještě v nejvyšším permu k radiaci a oživení společenstev a poté k další hlavní fázi vymírání fauny na počátku druhohor.

2.4.2.4. REGIONÁLNÍ PŘEHLED

2.4.2.4.1. VÝCHODOEVROPSKÁ PLATFORMA A URALSKÁ MOBILNÍ ZÓNA

Východoevropská platforma představovala ve svrchním paleozoiku hlavní oblast mořské mělkovodní sedimentace v evropské části Laurusie. Na východě byla lemována **uralskou mobilní zónou** mezi **sibiřským** a **kazašským** kontinentálním blokem. Zatímco západní a střední Evropa se v důsledku vyvrásnění variského pásemného pohoří stala ve svrchním karbonu souší, ve východní Evropě, podobně jako v devonu, pokračovala mělkovodní, především karbonátová sedimentace i v karbonu a permu.

První projevy variského vrásnění v uralské oblasti můžeme sledovat ve svrchním karbonu, kdy se v předpolí vytváří **předuralská pánev** s velmi intenzivní subsidencí. Ve spodním permu se zde nejprve ukládaly karbonátové facie, které byly později vystřídány klastickou sedimentací. Během saalské fáze se uralská oblast dlouhodoběji vynořuje a sedimentace pokračuje v předuralské oblasti. V aridním klimatu se ukládají ložiska kamenné soli a draselných solí. Během zechsteinu došlo k východozápadnímu propojení s zechsteinským mořem v severozápadní Evropě. Uzavírání uralské mobilní zóny pokračuje až do triasu

2.4.2.4.2. SEVERNÍ AMERIKA

Podobně jako ve spodním paleozoiku můžeme sledovat horotvorné procesy v mobilní apalačské zóně při jižním a jihovýchodním okraji Severní Ameriky, epikontinentální vývoj v přilehlé oblasti laurentské platformy a subdukci oceánské kůry pod tuto platformu při západním okraji tohoto kontinentu.

Východní okraj Severní Ameriky

Během svrchního paleozoika proběhla tvorba horských pásem Apalačí a Quachity během **alleganské orogeneze** v kolizní zóně mezi Jižní Amerikou a Gondwanou. Tato pásma se táhnou z jižního New Yorku až do Alabamy a mají délku asi 1600 km. V Apalačích docházelo ke kolizi Laurentie se severozápadní Afrikou a v orogenetickém pásmu Quachity s jihoamerickým a možná i částí severoafričského okraje Gondwany.

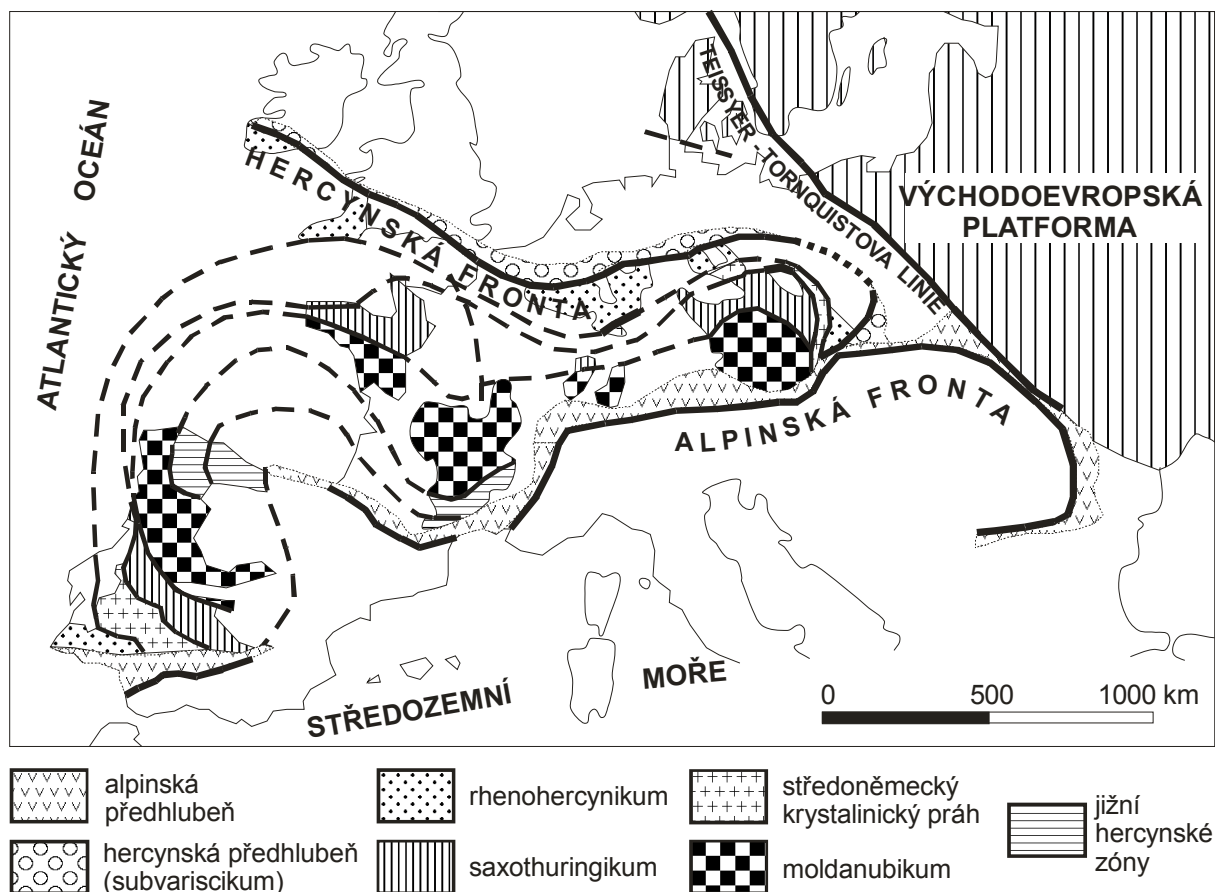
Západní okraj Severní Ameriky

Při západním okraji Laurentie ke konci devonu došlo k prvnímu výraznějšímu neklidu spojenému se zmiňovanou kolizí klamathského ostrovního oblouku a subdukci oceánské kůry, která se původně nacházela mezi západním okrajem Laurentie a tímto obloukem. Tato **antlerská orogeneze** pokračuje i ve spodním karbonu. Vznikaly při ní příkrovy, v nichž byly pánevní facie nasunuty až 160 km na kraton. Její hlavní projevy můžeme pozorovat především v Nevadě a Idahu. V kanadské části Kordiller režim stabilního kontinentálního okraje trval až do střední části jury. Na rozhraní paleozoika a mesozoika můžeme pozorovat kolizi dalšího ostrovního oblouku během **sonomské orogeneze**.

2.4.2.4.3. VARISKÁ MOBILNÍ ZÓNA V EVROPĚ

2.4.2.4.3.1. Zonální členění

Variská mobilní zóna se rozkládala mezi kontinentálními bloky **Gondwany** a **Laurusie**. V oceánu mezi těmito dvěma velkými kontinenty bylo několik drobnějších mikrokontinentů, které vznikly odštěpením od severního okraje Gondwany. K nejvýznamnějším patřil **armorický**, **moldanubický** a **iberský**, menších teránů však v této mobilní zóně bylo podstatně více. V průběhu variské orogeneze docházelo ke konvergentním pohybům a zužování oceánu **Paleotethys**. To bylo doprovázeno kolizemi výše uvedených velkých

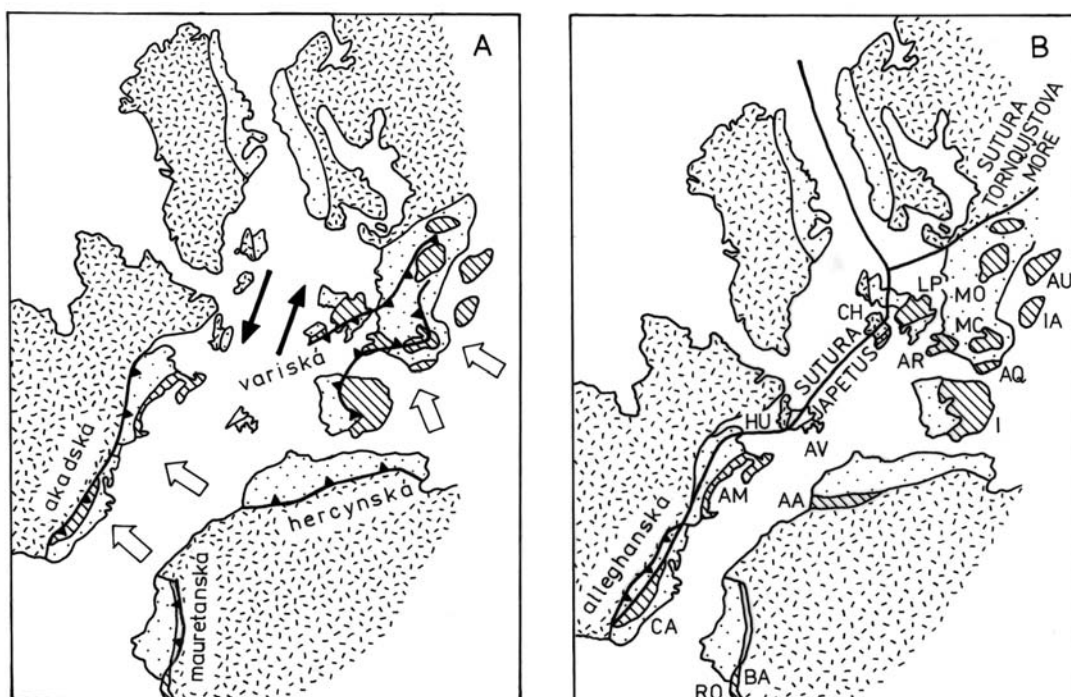


Obr. 60. Zonální členění hercynského (variského) orogénu v Evropě. Upraveno podle Ellenberger - Tamain (1980).

2) **Saxothuringikum** (saskodurynská zóna) zahrnuje na Českém masivu saskodurynskou oblast a lužickou oblast. Na západě do ní můžeme přiřadit masivy Odenwaldu a Spessartu, nejj jižnější část Rýnského břidličného pohoří a značnou část armorického masivu. Rovněž v této zóně bylo variské vrásnění intenzivní s výraznou severojižní polaritou. Silnou metamorfózu a granitizaci můžeme pozorovat na jihu, směrem k periférii pak přechody až do nemetamorfovaných souborů. Hlavní orogenetické procesy jsou přiřazovány sudetské fázi.

3) **Rhenohercynikum** (rýnskohercynská zóna) zahrnuje paleozoikum Dražanské vrchoviny a Nížkého Jeseníku, Harz, Rýnského břidličného pohoří a jižní část britských ostrovů. Tato zóna ležela na avalonském okraji Laurusie, kde během devonu docházelo k výraznému riftingu doprovázenému iniciálním bazickým vulkanismem a zahlubování spojenému lokálně se vznikem oceánské kůry. Extenze byla během spodního karbonu v důsledku kolize v jižnějších oblastech mobilní zóny vystřídána kompresí, která je spojena s nástupem kulmských facií. I když vrásnění bylo v těchto oblastech místy značně intenzivní a vznikla složitá přikrovová stavba, nebylo většinou doprovázeno silným metamorfismem a plutonismem. Hlavní projevy jsou spojeny se sudetskou a asturskou fázi.

4) **Subvariská předhlubeň** probíhá při severním okraji variského horstva. Patří sem hornoslezská pánev a pánev na východních svazích Českého masivu v podloží Karpat, ruhrská pánev v Německu, Brabantský masiv v Belgii a Holandsku a střední část Anglie. Jedná se o pánve v předpolí vyplňované molasovými sedimenty, místy s výraznými cyklotémami a mocnými ložisky uhlí.



Obr. 59. A) schematické znázornění hlavních kontinentálních bloků během hercynské orogeneze s vyznačením hlavních větví orogénu (akadská, variská, hercynská a mauretanská).

B) pozice krustálních bloků po ukončení hercynské orogeneze.

Legenda: čárkovaná šrafa - krustální bloky nepostižené kaledonskou a hercynskou deformací, prázdné šipky - směry kontinentální konvergence, černé šipky - smysl horizontálního posunu, zubatá čára - linie hlavních hercynských násunů s vyznačením úklonu, plná čára - oceánské sutury, tečkovaná šrafa - oblasti kaledonské a hercynské deformace, šikmá šrafa - krustální bloky zahrnuté do hercynského orogénu: AA - Antiatlas, AM - avalonsko - megumský blok, AQ - Akvitánie, AR - Armorika, AU - austroalpínský blok, AV - Avalonie, BA - bassaridský blok, MO - moldanubický blok, CA - Karolína, I - iberský blok, IA - intraalpínský blok, LP - londýnská platforma, MC - Centrální francouzský masív, RO - rokelidský blok. Oddělené proterozoické bloky na Z. od sutury Japetu jsou: CH - grampianský blok, HU - humberský blok. Upraveno podle Rogers (1994).

kontinentů se zmíněnými mikrokontinenty a mikrokontinentů navzájem. V závěrečné etapě se oceán zcela uzavřel a pásmné variské horstvo spojilo oba kontinenty v jeden celek. Zbytky pásmného variského horstva můžeme v Evropě sledovat v rovnoběžkovém směru od jižní části britských ostrovů až po Moravu. Další pokračování na východ a na jih je zakryto mladší alpínskou stavbou.

Z hlediska intenzity orogeneze se variské pásmné horstvo **ve střední Evropě** člení do čtyř strukturně tektonických zón s výrazně severojižní polaritou.

1) **Moldanubická** (centrální) **zóna** zahrnuje kromě moldanubika jižní část armorického masivu, Massif Central, Vogézy a Schwarzwald. Je to oblast silné metamorfózy, granitizace a hojného plutonismu. Zastoupeny jsou především rané fáze variské orogeneze, které spolu s metamorfózou byly ukončeny ve spodním karbonu.

Všechny tyto zóny je možno vyčlenit během spodního karbonu i v rámci Českého masivu. S postupem hlavních fází variského vrásnění a začleňováním jednotlivých teránů se však Český masiv stává ve svrchním karbonu konsolidovaným blokem s nezvrásněným nebo jen slabě zvrásněným sedimentárním pokryvem.

Typické výskyty **karbonu** jsou vyvinuty v **Německu**. Spodní karbon je zastoupen hlavně v **kulmské facii**, která směrem na sever přechází do facií **uhelného vápence**. Ve spodním karbonu docházelo k poměrně rozsáhlým výlevům bazaltoidních láv a k rozsáhlým akumulacím tufů. Na konci spodního karbonu byly sedimenty intenzívně zvrásněny a mořská sedimentace pokračuje pouze v předpolí subvariské zóny. Významnou pánví je **saarská pánev**, která vznikla v rychle klesající depresi mezi saskodurynskou a rhenohercynskou zónou. Hlavní uhelné sloje jsou vázány na limnický vývoj ve westphalu a méně již ve stephanu. V subvariské zóně se ve svrchním karbonu vytváří **ruhrská pánev**. Během namuru můžeme pozorovat přechod od marinní k paralické sedimentaci a ve vestfálu limnický vývoj. V ruhrské pánvi vznikla ve svrchním karbonu významná ložiska černého uhlí - zásoby se odhadují na 44 mld tun. Během spodního **permu** se v subvariské zóně ukládala mocná souvrství klastických sedimentů **červené jaloviny**. Ve svrchním permu došlo od severozápadu k transgresi **zechsteinského moře** a v podmínkách aridního klimatu vznikala mocná souvrství evaporitů (sádrovec, kamenná sůl, hořečnato-draselné soli).

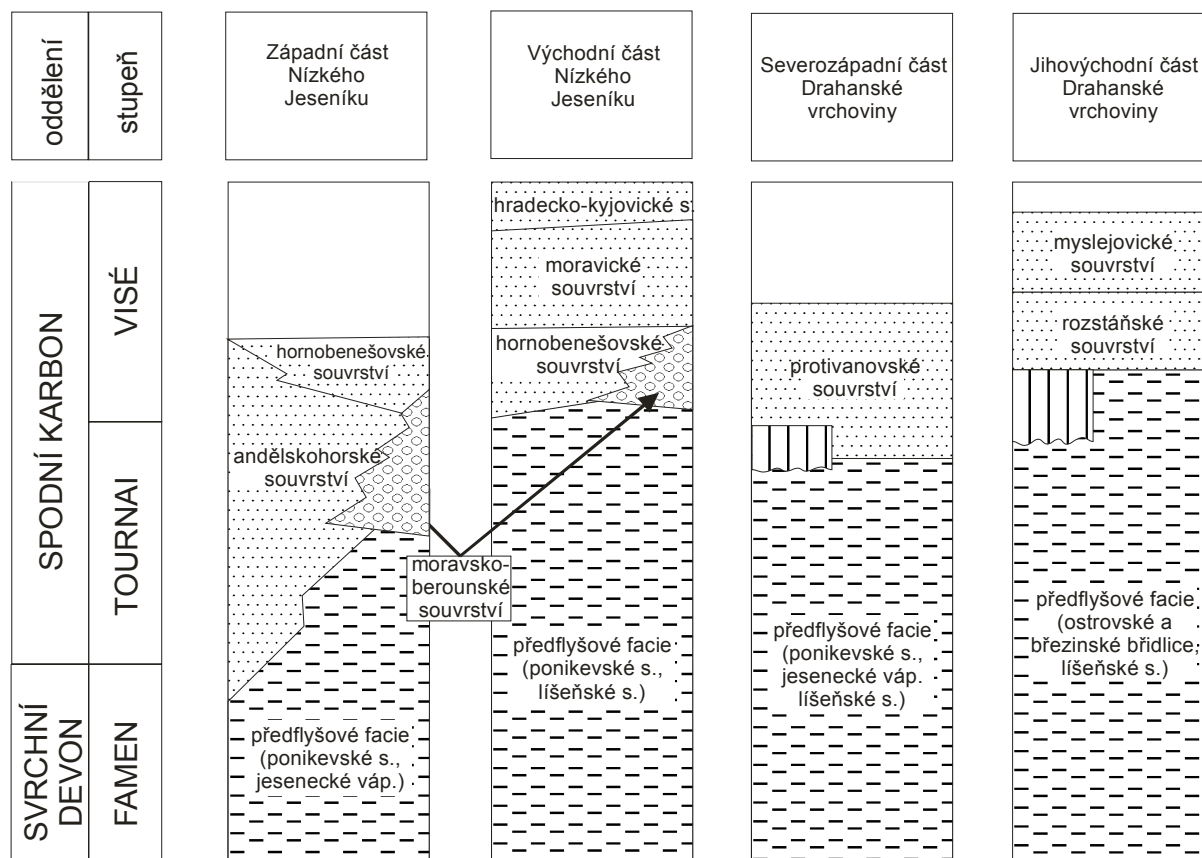
2.4.2.4.3.2. Český masiv

2.4.2.4.3.2.1. Moravskoslezská oblast

V moravskoslezské oblasti se setkáváme především s faciemi **rhenohercynské** a **subvariské** zóny. Zastoupeny jsou zvláště sedimenty spodního karbonu, pouze v subvariské zóně je zastoupena i sedimentace nejnižší části svrchního karbonu. Posttektonickou sedimentací (po hlavních fázích variského vrásnění) reprezentují permokarbonské uložení boskovické brázdy. Pravděpodobné analogy saskodurynské zóny je možno hledat v moraviku a sileziku. Tradičně se rozlišují výskyty spodního karbonu na Drahanské vrchovině (dílčí drahanská pánev) a v Nížkém Jeseníku (dílčí jesenická pánev), i když mezi kulmskou sedimentací v obou pánvích je možné často sledovat laterální přechody. Ve zjednodušeném schématu směrem na východ lze pozorovat přechod od pánevních facií do mělkovodní karbonátové sedimentace vyskytující se dnes hlavně v podloží příkrovů vnějších Karpat a sedimentů karpatské předhlubně (např. nítkovicko-němčičská karbonátová platforma).

Drahanská vrchovina

Podobně jako v devonu můžeme i v **předflyšovém** spodním karbonu rozlišit vývoj drahanský (pánevní), ludmírovský (přechodný) a vývoj Moravského krasu. V **drahanském vývoji** a **ludmírovském vývoji** se v tournai podobně jako ve famenu laterálně zastupují facie s převahou kalciturbiditů (**jesenecké vápence**) a facie břidlic s radiolarity (**ponikevské souvrství**). Ve **vývoji Moravského krasu** v tournai pokračuje ukládání facií **hádsko-říčských** a **křtinských** vápenců. Zatímco u hádsko-říčských vápenců se jedná v drtivé většině o kalciturbidity, křtinské vápence jsou reprezentovány jednak polohami kalových kalciturbiditů, jednak hemipelagickými faciemi svrchní části kontinentálního svahu. Ve svrchním tournai až středním visé se hádsko-říčské vápence laterálně zastupují s **březinským souvrstvím**, jehož plošné rozšíření směrem do nadloží narůstá. Březinské souvrství je tvořeno břidlicemi a prachovci místy jsou hojně vložky kalciturbiditů i arenitických siliciklastických turbiditů (droby, vápnité pískovce, arkózy). V břidlicích je místy bohatá trilobitová fauna. Březinské souvrství reprezentuje přechod k flyšové kulmské sedimentaci.



Obr. 61. Litostratigrafické členění sedimentů kulmské facie moravkoslezské oblasti, upraveno podle různých zdrojů.

Kulmská flyšová sedimentace v oblastech s **drahanským** a **ludmírovským** vývojem nastupuje poblíž hranice tournai a višé a je reprezentována **protivanovským souvrstvím**. Na bázi vystupují břidlice velenovské, výše potom brodecké droby. Stratigraficky významné jsou polohy kořeneckého slepence obsahující valouny vápenců vyššího spodního višé. Nad ním se ukládají facie **rozstáňského souvrství** (střední až počátek svrchního višé) reprezentované jemně rytmičným flyšem. Prvním zástupcem typického flyše ve **vývoji Moravského krasu** je jemně rytmičné střídání drob, pískovců, prachovců a jílovitých břidlic s polohami vápencových slepenců a olistolitů. Tento komplex je zatím řazen k **rozstáňskému souvrství**, jeho vztah ke klasickému vývoji tohoto souvrství na Drahanské vrchovině není zatím jednoznačně dořešen. Nejmladší kulmskou jednotkou v nadloží rozstáňského souvrství reprezentuje **souvrství myslejovické**. Je tvořeno slepenci, drobami a břidlicemi. Významné jsou zejména materiálově odlišné polohy **slepenců račických** (starší) a **lulečských** (mladší). Břidlice obsahují faunu nejvyššího višé (*Archegonus moravicus*, *Posidonia becheri*, zástupci rodu *Goniatites*). Za distální ekvivalent myslejovického souvrství jsou považovány sedimenty moravického a hradecko-kyjovického souvrství v Nížkém Jeseníku.

Nížký Jeseník

V nejnižší části spodního karbonu pokračuje **předflyšová sedimentace** ukládáním pánevních facií **ponikevského souvrství**, které se laterálně zastupují v blízkosti vulkanických elevací s **jeseneckými vápenci**. Ve východnějších oblastech se vlivy karbonátové platformy projevují v ukládání facií **líšeňského souvrství**.

Kulmská flyšová sedimentace vykazuje výraznou polaritu. Nejstarší dílčí pánve vznikaly na západě a jejich depocentra se spolu se sunutím příkrovů přesouvala postupně na východ a

vytlačovala karbonátovou sedimentaci. Nejstarší **andělskohorské souvrství** je tvořeno rytmicky zvrstvenými drobami a prachovci s polohami slepenců. Ve spodní části se laterálně zastupuje s ponikevským souvrstvím, ve vyšší části potom se souvrstvím hornobenešovským, do kterého přechází i do nadloží. **Hornobenešovské souvrství** je tvořeno převážně drobami a představuje časový i materiálový ekvivalent protivanovského souvrství. V **moravickém souvrství** převažují distální turbidity reprezentované prachovci a břidlicemi. Jedná se o distálnější ekvivalenty myslejovického souvrství se kterým je pojí obdobná zdrojová oblast. Ve spodní části **hradecko-kyjovického souvrství** převažují droby s polohami slepenců na bázi, do nadloží přecházejí do prachovito-jílovitých rytmitů. Vývoj tohoto souvrství tak zachycuje přechod od flyšové do molasové sedimentace.

Hornoslezská pánev

Z Polska na naše území zasahuje pouze jihozápadní výběžek. Představuje **molasovou pánev** v předpolí orogénu, tj. v **subvariské zóně**. Ve spodní části se uložilo **ostravské souvrství** (namur A-B) v paralickém vývoji s cyklotémami. Je tvořeno především drobovými nebo arkózovými karbonatickými pískovci, prachovci a jílovci o mocnosti přes 2,5 km a obsahuje asi 100 těžitelných hlavních slojí. Nadložní **karvinské souvrství** se ukládalo v limnickém prostředí. Obsahuje menší počet slojí, které však dosahují větších mocností.

2.4.2.4.4. PERMOKARBONSKÉ PÁNVE

Patří sem pánve, které vznikly většinou až po hlavních fázích variského vrásnění ve svrchním karbonu, a jejichž limnické sedimenty nebyly výrazněji tektonicky postiženy. Od stephanu se v nich začíná vyskytovat v hojnější míře červené zbarvení, které ukazuje postupné zvyšování aridity, tak typické později pro perm. Sblížený faciální vývoj a nedostatek fosilií zapříčiňuje nejistoty při stanovení přesných hranic, proto se často používá pro sedimentární výplni těchto pánví souborný název permokarbon. Vedle centra Českého masivu jsou hlavní výskyty ve Francouzském Středohoří (Massif Central) (pánev St. Etienne, autunská pánev), v saarské pánvi v Německu (intenzívně klesající deprese mezi saskodurynskou a rhenohercynskou zónou).

Po sudetské fázi variského vrásnění se značná část **Českého masivu** vynořila a v depresích mezi vyvrásněným horstvem vznikaly **limnické pánve**. Do nich bylo snášeno značné množství klastického materiálu. V obdobích sníženého přínosu klastik vznikaly příhodné podmínky pro vznik močálů a tvorbu rašeliny. S výjimkou vnitrosudetské pánve, v níž sedimentace nastoupila již v namuru, začal vývoj limnických pánví ve westphalu a pokračoval až do permu. Sedimenty spočívají na zvrásněném proterozoickém nebo paleozoickém podloží, nejsou již postiženy vrásněním, nýbrž pouze **saxonskou zlomovou tektonikou**. I zde se postupující aridizace klimatu projevila tím, že po převážně šedě zbarvených uloženinách s polohami uhelných slojí ve westphalu, nastupují ve stephanu převážně červeně zbarvené sedimenty s nižší uhlonosností.

Hlavní výskyt pánví je soustředěn do obloukovitého prostoru **mezi moldanubickou a saskodurynskou zónou** (oblast středočeského permokarbonu - plzeňská, rakovnická, roudnická a mšenská pánev a oblast v severovýchodní části Českého masivu - podkrkonošská a dolnoslezská pánev). Další mladší pánve vznikaly podél tektonických linií severojižního směru a patří k nim blanická a boskovická brázda. Nejúplněji je sedimentace permokarbonu vyvinuta v **dolnoslezské pánvi**, kde přechází až do triasu. **Podkrkonošská pánev** má do určité míry obdobný vývoj jako sousední dolnoslezská pánev a komunikovala i se středočeskými pánvemi.

Boskovická brázda představuje výrazně asymetrickou příkopovou propadlinu SSV-JJZ směru táhnoucí se od Moravského Krumlova až k Městečku Trnávka. Vznikla při gravitačním

kolapsu variského orogénu v nejvyšším karbonu. V karbonu se ukládaly v rosicko-oslavanské části pánve při západním okraji bazální **balínské slepence** a nadložní šedá klastika s **rosickooslavanským souslojím**. Nejvyšší sloj je již permského stáří. Hlavní část výplně tvoří často červeně zbarvené spodnopermské sedimenty. Při východním okraji brázdy se uložily především **rokytenské slepence**, které směrem k západu přecházejí do jemnějších facií arkóz, pískovců a prachovců. Jedná se o denudační relikty původně mnohem rozšířenější sedimentace v limnickém a fluviálním prostředí a v prostředí aluviálních kuželů. Místy jsou vyvinuty polohy šedých bituminózních vápenců a pelitů s hojnou flórou (např. *Callipteris conferta*), faunou krytolebců (např. *Discosauriscus*), paprskoploutvých ryb (hlavně *Paleoniscus*) a hmyzu.

2.4.2.4.5. KARBON A PERM V ZÁPADNÍCH KARPATECH

Sedimentace během karbonu byla značně ovlivňována průběhem variské orogeneze (akrečně-kolizní orogén). Nejprve docházelo k subdukci oceánské kůry pod **tatroveporské pásmo** (slovenský blok) a následné **kolizi** tohoto pásma s předvariským fundamentem **norického teránu**. První kolizní projevy jsou zaznamenány na hranici devonu a karbonu, kdy mezi přibližujícími se deskami vzniká ze staropaleozoických vulkanosedimentárních sekvencí **akreční klín**, který dodával značné množství materiálu do **reziduální pánve**. Uložilo se ochtinské souvrství, které obsahuje v nejvyšší části karbonátové sledy s magnezity a siderity (metasomaticky vzniklá ložiska Mg a Fe). Postupující kolize vedla k výzdvihu variského pohorí (westphal A-C), zásobujícího klastickým materiálem okrajovou molasovou pánev v předpolí (rudňanské, zlatnické a hamorské souvrství). Počáteční mořská sedimentace byla záhy vystřídána paralickými i kontinentálními vulkanosedimentárními faciemi.

Během svrchního karbonu a permu postkonvergentní tektonické události podměnily vznik **extenzních pánví** riftového a halfgrabenového typu vyplňovaných kontinentálními vulkanoklastickými sedimenty na obou stranách suturového systému. V permu dominují červeně zbarvené kontinentální klastické uloženiny, které podobně jako v Alpách jsou označovány jako **verukáno**. Ve svrchním permu jsou především v jižní části gemerské domény patrné marinní vlivy upozorňující na občasné propojení s oceánem Paleotethys. V lagunárních podmínkách vznikaly **sádrovce** a **anhydrity** (ložisko Nová Ves) i kamenná sůl. Globální regrese na konci permu se projevila ústupem mořských facií. Vývoj těchto pánví patrně pokračoval i v triasu.

2.4.2.5. SHRNU TÍ

Konvergentní pohyby mezi Gondwanou a Laurusí vedou k variské orogenezi.

Kolizi kontinentů vzniká na konci prvohor Pangea.

Velké zalednění ve svrchním karbonu.

Velké rozšíření fusulinových vápenců ve svrchním karbonu a permu.

Velký rozvoj obojživelníků v karbonu a plazů v permu (Cotylosauria, Pelycosauria, Therapsida).

Velké rozšíření pralesů a hojná tvorba uhlí v karbonu, nástup nahosemenných ve svrchním permu.

Velké vymírání fauny na hranici prvohor a druhohor.

2.5. MESOZOIKUM

2.5.1. ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ A CELKOVÁ CHARAKTERISTIKA

Název **mesozoikum** je odvozen z řeckých slov meso = střední a zoon = živočich. Naznačuje, že se v něm oproti předcházejícímu paleozoiku setkáváme s výrazně odlišnou faunou. Dělí se na tři útvary - trias, juru, křídu.

Podle Sepkoského začíná v mesozoiku období tzv. **moderní fauny**, ve které dominují mlži, plži, kostnaté a chrupavčité ryby, gymnolemátní mechovky (Ctenostomata, Cheilostomata), desmospongie, rakovci a ježovky. Diverzifikace těchto skupin v paleozoiku byla vesměs pomalá. Oproti ostatní paleozoické fauně však byly výrazně méně postiženy vymíráním na konci paleozoika. Během mesozoika pak začíná, a v kenozoiku pokračuje, pozvolná ale stálá diverzifikace fauny a flóry, která vede k postpaleozoickému nárůstu globální taxonomické diverzity. Dominantní postavení v bentózních společenstvech, které si udržovali po celé prvohory, ztrácejí brachiopodi, kteří jsou biologicky nahrazováni **plži a zejména mlži**. Na hranici s prvohorami vymřely významné skupiny typické paleozoické fauny jako jsou trilobiti, rugózní a tabulátní koráli, goniatiti, cystoidní a blastoidní ostnokožci. Naopak se na počátku druhohor objevují takové skupiny jako jsou **amoniti** se složitým amonitovým typem švu, **belemniti**, **Hexacoralla** (Scleractinia). Amoniti jsou v mořském prostředí nejtýpější fosílií, zatímco souši ovládli **dinosauři**. O druhohorách proto někdy hovoříme jako o období dinosaurů. Ti se rozrůznili do všech výhodných prostředí a vytvořili celou řadu velmi rozmanitých forem býložravých, všežravých i masožravých. Ve vodním prostředí pak dominují **vodní ještěři** a ve vzduchu ptakoještěři. Již na počátku mesozoika se setkáváme s prvními **savci** a v juře s prvními **ptáky**. Hlavní změna ve flóře proběhla již během permu a větší část druhohor charakterizovaná převahou **nahosemenných rostlin** odpovídá mesofytiku. Hranice mezi typickou druhohorní a třetihorní flórou se opět nekryje s faunistickou hranicí mezi druhohorami a třetihorami a probíhá uvnitř křídy. Již ve spodní křídě dochází k diverzifikaci **krytosemenných rostlin**, které uprostřed křídy začínají převládat. Podobně jako hranice prvohor a druhohor je i hranice druhohor a třetihor ukončena rozsáhlým vymíráním

Hranice prvohor a druhohor je rovněž předělem mezi tektonomagmatickými etapami - mezi variskou a alpinskou orogenezí. Rozsáhlá pevnina **Pangea**, která sdružovala kontinenty na počátku druhohor, se postupně rozpadá a vytvářejí se rozsáhlé mobilní zóny v oblasti Tethydy, Atlantského, Indického a Severního ledového oceánu.

V mesozoiku proběhly hlavní fáze **alpinské orogeneze** spojené s uzavíráním oceánu **Tethys**, které započalo ve svrchní křídě a pokračuje do terciéru. Řetěz **mladých pásemných pohoří** s charakteristickou příkrovovou stavbou dnes začíná v severní Africe Atlasem a pokračující přes Betickou kordileru do Pyrenejí, Alp, Karpat, Apenin, Balkánu na Kavkaz a odtud dále do Asie do Himalájí. Příkládá k Evropě její nejmladší část označenou německým geologem Hansem Stilleem jako Neoevropa.

Trias

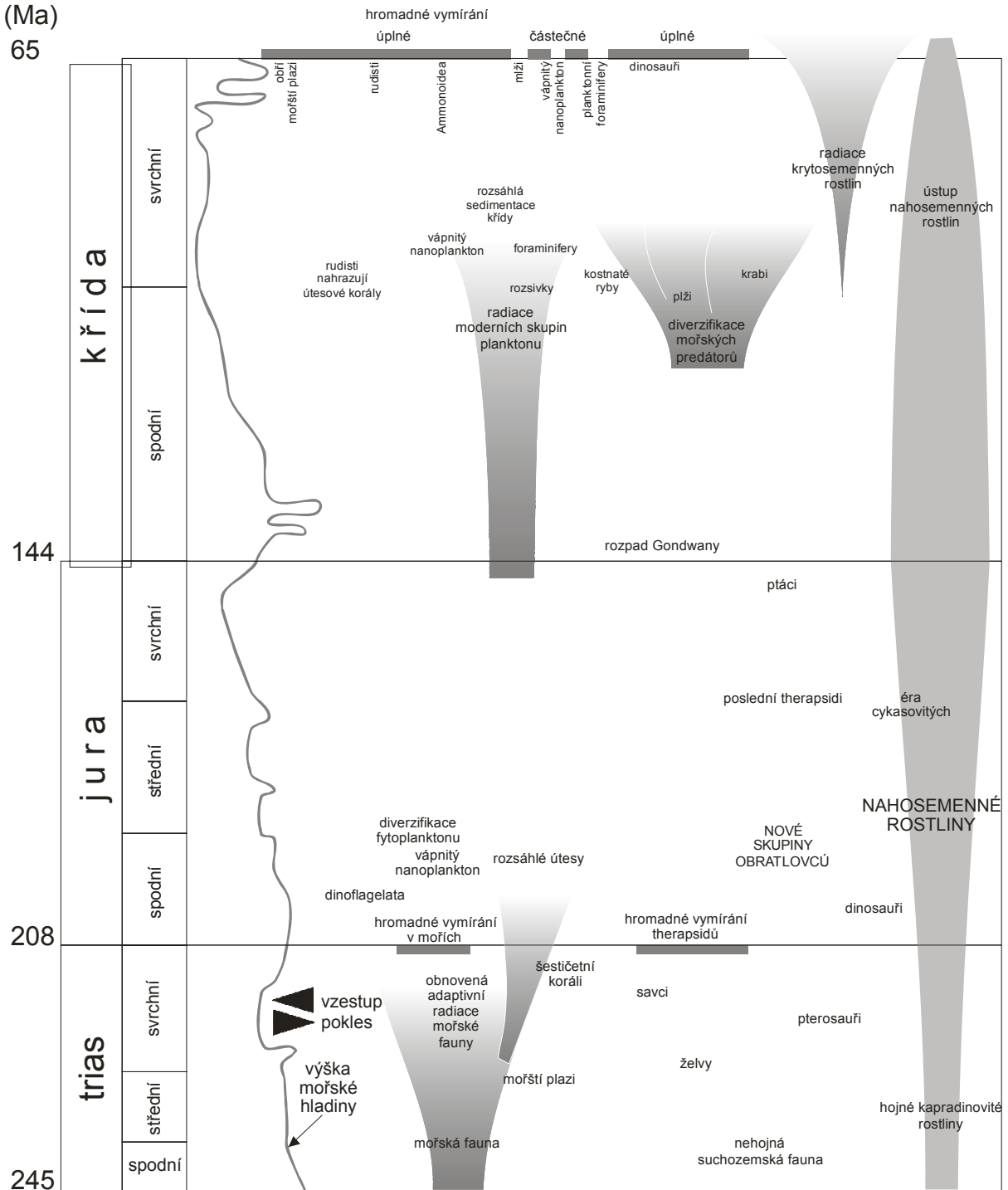
Specifická fauna vedla Němce Augusta von Albertiho, aby v roce 1834 vyčlenil triasový útvar. Název trias (česky trojice) je odvozen z trojčlenného dělení v Německu, kde se tento útvar skládá ze tří litologicky odlišných oddělení. Nejstarší je označováno jako **Buntsandstein** (pestrý pískovec), střední jako **Muschelkalk** (lasturnatý vápenec) a nejmladší jako **Keuper** (pestrý slín). Německo je typickou oblastí **germánského vývoje** triasu, tj. platformního triasového pokryvu hercynsky zvrásněné Evropy. V mobilní zóně Tethys se ukládal **alpský vývoj** triasu, který je reprezentován převážně karbonáty, později vesměs

STÁŘÍ (Ma)	ERATEM	ÚTVAR	ODDĚLENÍ	STUPEŇ	
65	M E S O Z O I K U M	K Ř Í D A	SVRCHNÍ	maastricht	
				campan	
				santon	
				coniac	
				turon	
			SPODNÍ	cenoman	
				alb	
				apt	
				barrem	
				hauteriv	
				valangin	
				berrias	
				tithon	
				kimmeridž	
144	J U R A	SVRCHNÍ (MALM)	oxford		
			STŘEDNÍ (DOGGER)	callov	
				bathon	
		bajok			
		aalen			
		SPODNÍ (LIAS)	toark		
			pliensbach		
			sinemur		
		208	T R I A S	SVRCHNÍ	hettang
					rhaet
STŘEDNÍ	nor				
	carn				
	ladin				
SPODNÍ	anis				
	scyth (werfen)				
245					

Obr. 62.

Základní členění mesozoika

stáří
(Ma)
65



Obr. 63. Hlavní události v mesozoiku, upraveno podle Stanley (1992).

silně zvrásněnými. Obě oblasti byly od sebe odděleny pevninským **vindelickým prahem**, který se táhl od Korsiky přes vnější alpské masívy až do Českého masivu. K omezené komunikaci mezi oběma vývoji docházelo úzkým průlivem v oblasti Horního Slezska. V alpinském vývoji se ve spodním triasu vyčleňuje stupeň scyth, ve středním triasu stupně anis a ladin a ve svrchním triasu stupně carn, nor a rhaet.

Spodní hranice triasu v mořském prostředí je definována objevením amonitů rodu *Otoceras* nebo mlžů druhu *Clarai clarai*. Svrchní hranice zatím není přesně biostratigraficky

vymezena, leží však v blízkosti výrazné regrese doprovázející pohyby starokimerské fáze i změn ve složení amonitové fauny před začátkem jury.

Jura

Název jurského útvaru je odvozen od **pohoří Jura**, které leží v předpolí Alp ve Švýcarsku a Francii. Pojmenování zavedl již na konci 18. století vynikající německý přírodovědec Alexandr von Humboldt. Spodní hranice jury souvisí v mořském prostředí s výrazným vymíráním především amonitové fauny na konci triasu a je doložena výraznou změnou v jejím složení. Při této hranici rovněž dochází ke **starokimerské horotvorné fázi**. V epikontinentálních a šelfových vývojích je jura proto často transgresivní. Svrchní hranice jury je doprovázena projevy **mladokimerské horotvorné fáze** a výrazným eustatickým poklesem hladiny světového oceánu. Biostratigraficky je v tethydni oblasti datována nástupem amonitů druhu *Berriasella jacobi*, který zhruba odpovídá bázi kalpionelové zóny *Calpionella alpina*.

Juru dělíme na tři oddělení, jejichž názvy jsou odvozeny z anglické těžařské praxe - **lias** (spodní jura), **dogger** (střední jura) a **malm** (svrchní jura). Obdobné trojčlenné dělení bylo používáno v Německu, kde se vycházelo z převládajícího zbarvení hornin a spodní jura se označovala jako černá, střední jako hnědá a svrchní jako bílá jura. Ze sedimentologického hlediska představuje jurský útvar jediný sedimentační cyklus začínající transgresí a ukončený regresí. Rozloha moří během jury postupně narůstala a dosáhla svého vrcholu při transgresi **koncem doggeru** (callov). Stratigrafické členění jury do stupňů se opírá o profily v Anglii a Francii, pouze stupeň tithon je definován v mediteranní oblasti podle teplomilných faun. Hlavní skupinou pro biostratigrafické členění jury jsou amoniti. Juru lze rozčlenit na 70 amonitových zón.

Křída

Název útvaru zavedl belgičan Omalius d' Halloy v době, kdy se stratigrafické celky pojmenovávaly podle typické horniny. V tomto případě je to „**psací křída**“, vyskytující se v platformním vývoji v nejvyšší části útvaru.

Spodní hranice je definovaná v mediteranní oblasti na bázi amonitové zóny *Berriasella jacobi*, která odpovídá bázi kalpionelové zóny *Calpionella alpina*. Hranice s terciérem je velmi výrazná a je spojena s **hromadným vymíráním**, při němž mizí celá řada typických druhohorních skupin - amoniti, inoceramidi, pachyodonti, dinosauři, mnoho taxonů foraminifer a nanoplanktonu.

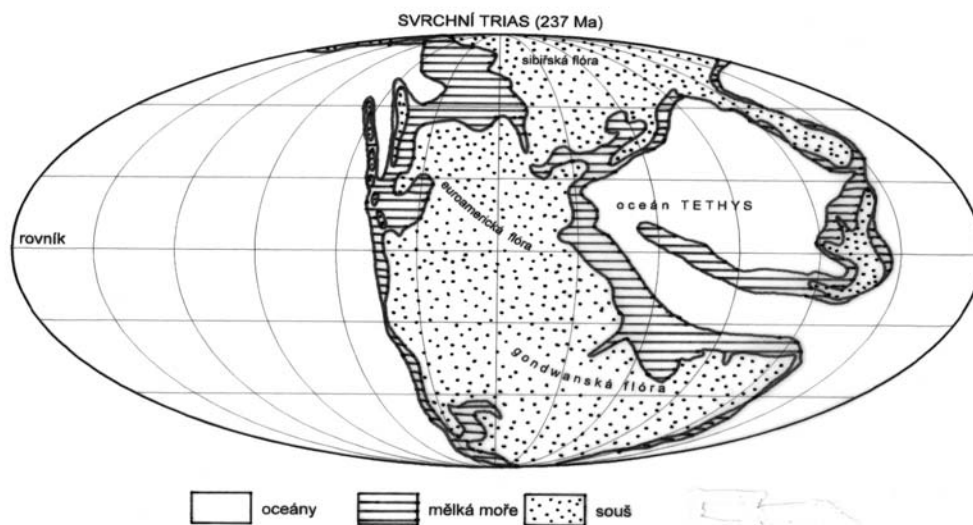
Křídu členíme do **dvou oddělení** - spodního a svrchního. První čtyři stupně se někdy označují souborně jako **neokom** a poslední čtyři jako **senon**. Názvy stupňů naznačují, že byly definovány především ve Francii v pařížské a rhonské pánvi.

Spodní hranice křídý bývá spojována s výzdvihy **mladokimerské fáze** v tethydni oblasti. Křída představuje v platformním vývoji většinou jeden sedimentační cyklus vymezený rozsáhlými regresemi v nejvyšší juře a v nejvyšší křídě. Hraniční vrstvy s jurou mají proto často kontinentálně-lagunární vývoj. Transgrese křídového moře proběhla v několika etapách. Velkého rozsahu dosáhla v albu, maxima pak v **cenomanu**.

Pro biostratigrafické členění křídý nabývají vedle amonitů a belemnitů na důležitosti některé skupiny mikrofauny - vápnitý nanoplankton, planktonní foraminifery a ve spodní křídě též kalpionely. Další stratigraficky důležité skupiny představují rudisti, ježovky, palynomorfy a ostrakodi.

2.5.2. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONICKÉ PROCESY

Veliký superkontinent **Pangea** vytvořený v permu ovlivňoval výrazně paleogeografický vývoj i klima v triasu. Na počátku triasu se enormně rozmnožili herbivorní populace rodu *Lystrosaurus*, které byly zjištěny v Indii, Číně, jižní Africe a Antarktidě. Podobně jako mnoho dalších skupin terestrických obratlovců dokazují existenci triasové Pangei. Východní část

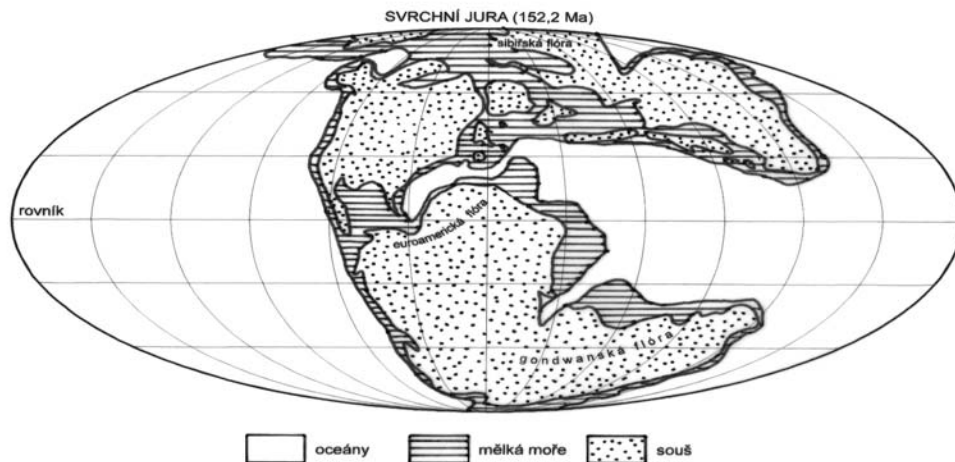


Obr. 64. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve svrchním triasu, upraveno podle Golonka & Scotese (1996).

oceánu Paleotethys však zůstávala rozevřená až do **triasu** a její zánik souvisel až s pohyby desek doprovázejícími otevírání nového oceánu **Tethys**. Během mesozoika docházelo směrem na západ k jeho postupnému rozevírání. V triasu došlo též k vytvoření Mosambického zálivu, jímž byl zahájen proces vzniku Indického oceánu a oddělování Indie a Austrálie od Afriky.

Na počátku **jury** byla Pangea ještě relativně celistvá. Pokračovalo postupně **rozevírání Tethydy** na západ a mobilní režim zasáhl i do oblastí v západní Evropě, které ještě v triasu náležely epikontinentálnímu germánskému vývoji i do pozvolna se rozevírajícího prostoru mezi Africkým štítem a Laurentií. Vlastní sedimentační prostor Tethydy se rovněž dále diferencoval, což se odrazilo v pestřejší sedimentaci. Hlubokovodní **facie radiolaritů** a projevy bazického a ultrabazického vulkanismu jsou výsledkem postupující mobilizace středozevní oblasti a prohlubování jejího sedimentačního prostoru. Od severu se postupně otevíral **Atlantik**, jehož nejstaršími horninami jsou jurské sedimenty. Podél vznikajících riftů docházelo nejprve k periodickému zaplavování riftových pánví a ukládání evaporitů. V juře bylo rozevírání velmi pomalé a ještě na konci jury tvořil Atlantik velmi úzkou severojižní pánev na jihu uzavřenou. K úplnému oddělení kontinentů lemujících Atlantik došlo až v křídě.

Křída je obdobím velmi významných paleogeografických změn. Vrcholil **rozpad Pangei**. Zatímco ve spodní křídě existovalo ještě propojení mezi Afrikou a Jižní Amerikou, ve svrchní křídě byly od sebe oba kontinenty již značně vzdáleny. Současně pokračovalo oddalování Severní Ameriky od Evropy. Jižní Amerika zůstávala od Severní oddělena a stala se ostrovním kontinentem. Ve svrchní křídě se od Afriky oddělila Antarktida. Zatímco vývojově starší **vačnatci** osídlili ještě přes Antarktidu Austrálii, **placentálové** po přerušení spojení (kromě netopýrů a některých skupin hlodavců) již do Austrálie nedorazili. Oddělení Austrálie tak umožnilo přežití jedinečné fauny vačnatců, která byla v jiných částech světa později



Obr. 65. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve svrchní juře, upraveno podle Golonka & Scotese (1996).

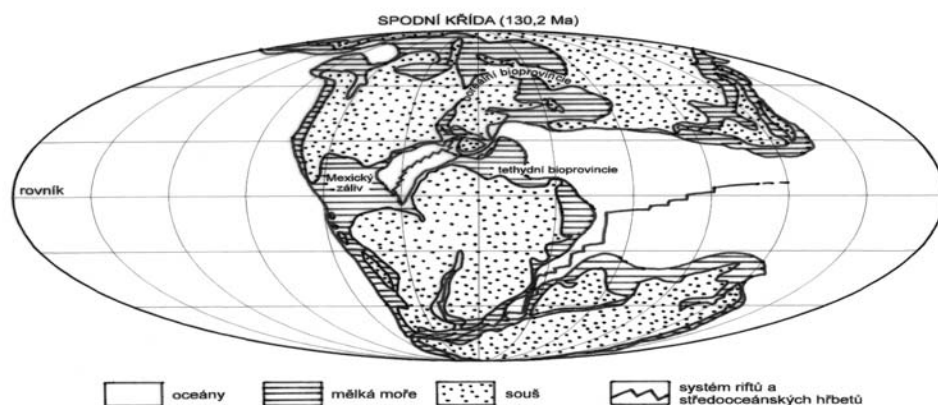
nahrazena placentálními savci. V křídě pokračovalo i oddělování Indie doprovázené vznikem **Indického oceánu** a nová oceánská kůra vznikala i v Tichém oceánu.

Přes otvírající se Atlantik došlo patrně již během liasu nebo na počátku doggeru k propojení mezi tethydními a pacifickými břehy Pangei. **Tethydní oblast** se v juře rozkládala v tropickém pásmu. Charakterizuje ji přítomnost korálových útesů, amonitů čeledi *Phylloceratidae*, z gastropodů rodu *Nerinea*, z mlžů rodu *Diceras*. **Boreální oblast** zaujímal prostor přilehlý k Arktickému oceánu. Je charakterizována přítomností především klastických sedimentů chudých na vápence, nepřítomností útesů a přítomností amonitů rodu *Virgatites*, belemnitů rodu *Cylindroteuthis* a mlžů *Bositra*. V křídě byly bioprovincie obdobné jako v juře. Tethydní byla charakterizována přítomností útesů s rudisty, nerineami a globotrunkánami. Boreální bioprovincie potom přítomností foraminifer rodu *Globigerina*.

Existence obrovského kontinentu silně ovlivňovala **triasové klima**, které, podobně jako v permu, bylo značně aridní. Značný rozsah epikontinentálních moří spolu s rozložením kontinentů v nižších zeměpisných šířkách přispíval **v juře** k podstatně teplejšímu klimatu, než se kterým se setkáváme dnes. Teplotní gradient mezi rovníkem a póly nebyl strmý, rozšíření teplomilných cykasů až do 60 stupňů severní šířky indikuje široký dosah celého klimatického pásma. Dokonce i gondwanská a sibiřská flóra zahrnovala skupiny kaprad'orostů, které nebyly schopny snášet mrazy. Paleoklimaticky byla **křída** velmi teplým a vlhkým obdobím patrně bez výraznějších polárních čepiček. Subtropické typy vegetace byly zaznamenány až do 70° zeměpisné šířky. Nízký teplotní gradient vedl k tomu, že se zpomalila globální atmosferická a tím i mořská sedimentace, což vedlo k časté stagnaci oceánů a moří a vzniku anoxických facií. Ke konci křídě dochází k ochlazování.

Během **alpínské tektonomagmatické etapy** v mesozoiku je možno rozlišit 7 fází, z nichž počáteční jsou relativně slabé a jejich intenzita narůstá až do konce mesozoika.

1. labinská fáze - carn, slabá



Obr. 66. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve spodní křídě, upraveno podle Golonka & Scotese (1996).

2. starokimerská fáze - trias/jura, slabá
3. mladokimerská - jura/křída, slabá
4. austrijská - křída před cenomanem, silná
5. mediteránní - před senonem, velmi silná
6. subhercynská - senon, slabá
7. laramijská - hranice křída/paleogén, silná.

V tethydní oblasti můžeme v mesozoiku mezi evropskou epivariskou platformou a Afrikou vyčlenit několik desek s řadou mobilních zón, jejichž složité pohyby určovaly průběh alpínské orogeneze. Během triasu a spodní křídě dominovaly **divergentní pohyby** doprovázející rozevírání Tethydy mezi Afrikou a evropskou epivariskou platformou. Ve svrchní křídě převládly v tethydní mobilní zóně v důsledku **severního pohybu Afriky** (rozevírání jižního Atlantiku) **konvergentní pohyby** spojené s uzavíráním mořských pánví a intenzivním vrásněním.



Obr. 67. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu Země a hlavní paleobiogeografické provincie ve svrchní křídě, upraveno podle Golonka & Scotese (1996).

2.5.3. ŽIVOT V MESOZOIKU

2.5.3.1. FLÓRA

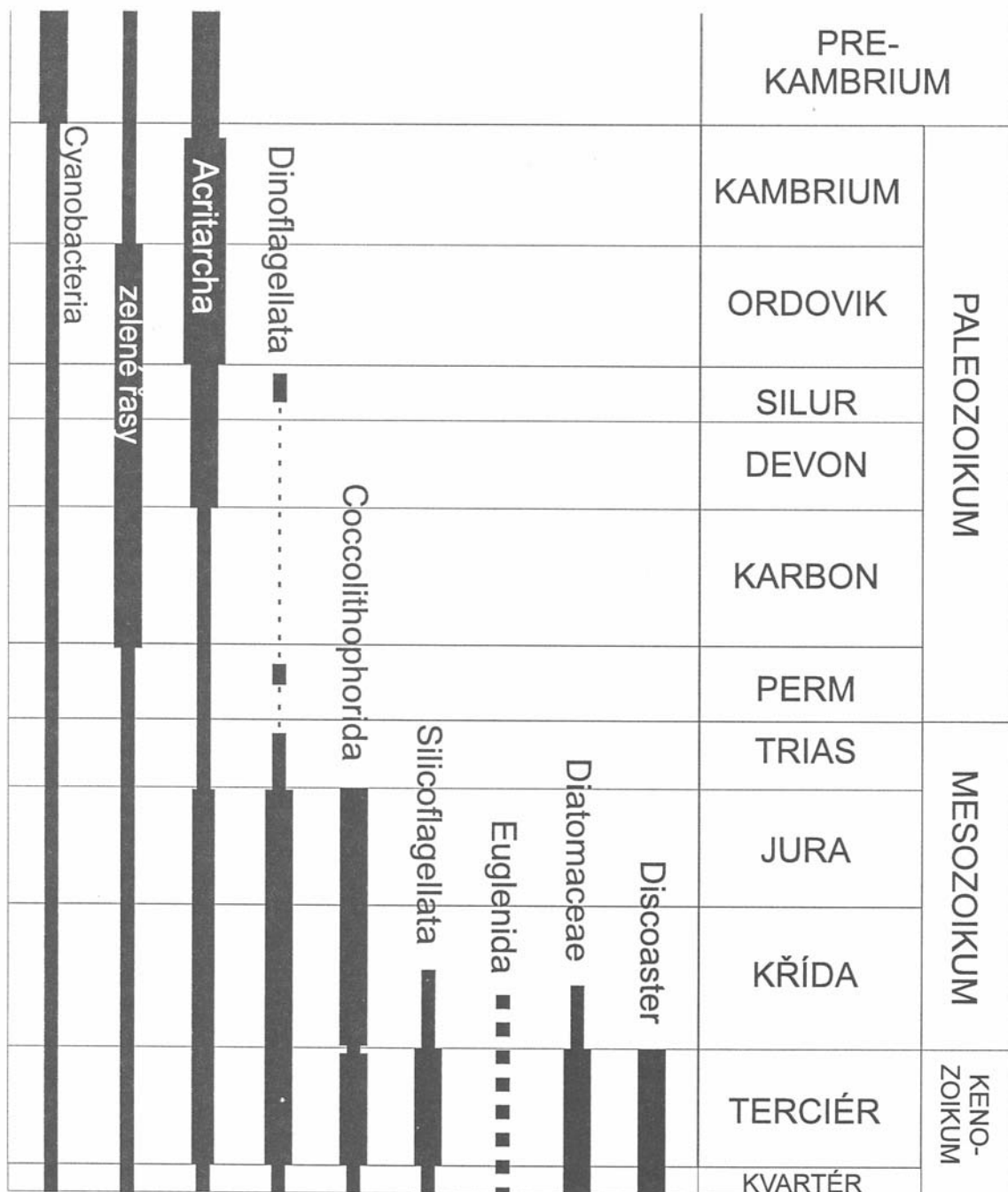
Řasy

V triasu můžeme v mořském prostředí pozorovat výrazný rozvoj a s ním spojený značný horninotvorný i stratigrafický význam **zelených vápnitých řas** čeledi Dasycladaceae. Jejich výskyt byl omezen na mělkovodní facie vápenců, které bývají označovány obvykle jako **wettersteinské facie**. Ukládaly se v hloubce 10-20 m s dostatkem světla a vytvářely porosty zejména na svazích útesů. V juře Dasycladaceae poněkud ustupují, zatímco v křídě nabývají spolu s čeledí Codiaceae opět na významu. Na stavbě útesů se v triasu podíleli rovněž zástupci rodu *Tubiphytes* (skupina nejistého systematického postavení řazená nejspíše k sinicím) spolu s vápnitými houbami ze skupiny Sphinctozoa. Z červených řas nabývá na významu v mesozoiku zejména čeleď **Solenoporaceae**, která dosahuje maxima svého rozvoje v juře. V křídě je zatlačují rychle se rozšiřující **koralinní řasy** (Corallinaceae), jejichž rozvoj pokračuje i v kenozoiku.

Triasová moře byla chudá na mikroplankton. V juře a především v křídě se však zastoupení a **rozdílnění planktonní mikroflóry** výrazně zvyšuje. Ve spodní a střední juře došlo k explozivnímu rozšíření bičíkovců (Dinoflagellata), dnes nejrozšířenější skupiny primárních producentů. Další fáze jejich explozivního rozvoje proběhla ve spodní a svrchní křídě a byla ke konci křídě vystřídána vymíráním řady skupin. Rovněž narůstá zastoupení planktonních řas reprezentovaných **akritarchy**, pro něž byla křída posledním obdobím rozkvětu. Důležitou složkou marinního planktonu se během jury stala skupina **vápnitého nanoplanktonu** Coccolithophorida, jejíž vápnité schránky tvoří i dnes v tropických mořích hlubokomořské sedimenty známé jako vápnitá bahna. Tito jednobuněční zástupci zlatožlutých řas (Chrysophyta) se patrně objevili již na konci paleozoika, jejich expanze však začala až ve spodní juře. Maximum rozvoje dosáhl vápnitý nanoplankton ve svrchní křídě. Během křídě se zbytky jeho schránek hromadily v enormních množstvích na rozsáhlých územích epikontinentálních moří v hloubce 200 - 300 m a vytvářely podstatnou součást **jemnozrného nezpevněného vápence** nazývaného křída. Nejznámější výchozy křídě jsou na jihovýchodním pobřeží Velké Británie. Produktivita vápnitého nanoplanktonu podílejícího se na vzniku této horniny byla podstatně větší než dnes. Další důležitou součástí křídového fytoplanktonu byly **rozsivky**, které zaznamenávají rozkvět na počátku svrchní křídě. Spolu s bičíkovci a v teplých mořích i vápnitým nanoplanktonem patřily k hlavním fotosyntetizujícím skupinám křídových moří.

Vyšší rostliny

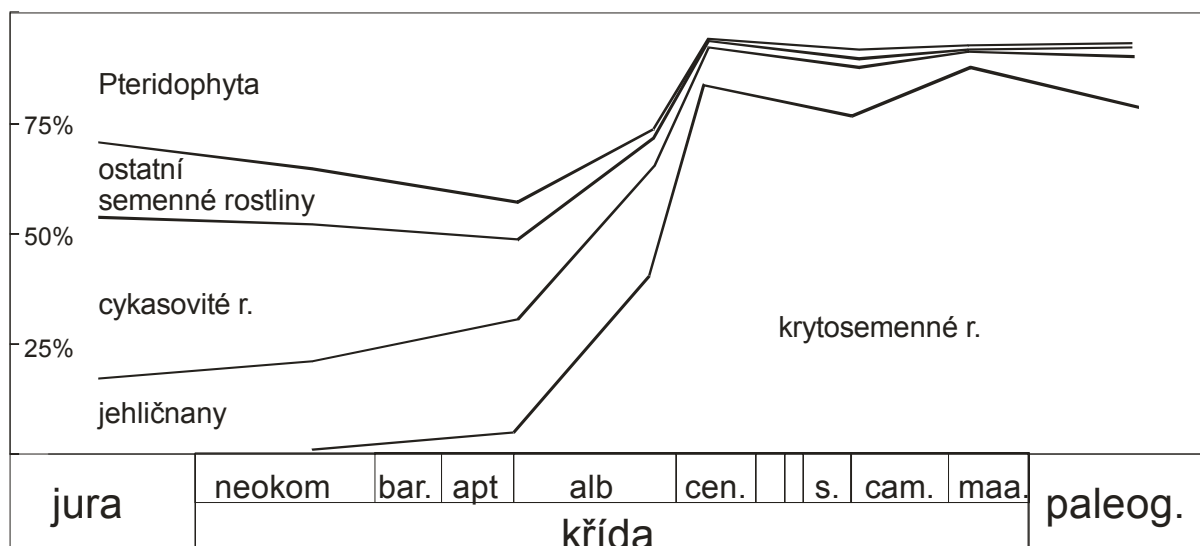
Během značné části mesozoika pokračuje převaha nahosemenných rostlin typická pro **mesofytikum**. Z paleozoické flóry jsou na počátku mesozoika (v triasu) ještě velmi hojné kaprad'orosty, méně časté přesličky a plavuně. Hlavní složku **triasové** flóry však tvoří nahosemenné rostliny, které jsou zastoupeny třemi skupinami - cykasovitými, jehličnatými a ginkgovitými. **Cykasovité** rostliny se na první pohled podobaly dnešním palmám a představovali nejrozmanitější a nejčetnější skupinu. Známe jsou např. rody *Taeniopteris* a *Nilssonia*. Pevaha cykasovitých trvala ještě v juře, kdy se rozšířila příbuzná skupina rostlin **benetitových** (Bennettitales). Od spodní křídě jsou cykasy na ústupu. Mezi **jehličnany** je v triasu podobně jako ve svrchním permu hojně rozšířena skupina Voltziales (např. *Voltzia*). Snad s výjimkou čeledi Pinaceae se objevují během triasu zástupci všech moderních čeledí a přibližují triasovou flóru do značné míry již dnešní. Velký rozvoj těchto **moderních jehličnanů** můžeme potom pozorovat v **juře** a zejména ve spodní křídě, kdy se jehličnany



Obr. 68. Stratigrafický rozsah hlavních skupin fytoplanktonu od prekambria po recent, upraveno podle Levin (1994).

stávají dominantní skupinou nahosemenných. Poslední skupina, rostliny **ginkgovité**, jsou hojně především od jury do spodní křídly. Dnes jsou jinany zastoupeny jediným žijícím druhem *Ginkgo biloba*, který se svým velmi tvrdým dřevem jiným nahosemenným příliš nepodobá.

Ve spodní křídě (valangin) se objevují první zástupci **krytosemenných rostlin**. Nelze však vyloučit, že k jejich vzniku došlo již v juře. Přítomny jsou jednodomé i dvoudomé rostliny opylované jak větrem tak hmyzem. Na počátku svrchní křídly došlo k rychlé diverzifikaci a nárůstu četnosti krytosemenných rostlin, které zcela převládly nad nahosemennými. Rozvoj **krytosemenných rostlin** pokračoval potom v kenozoiku a je charakteristický pro

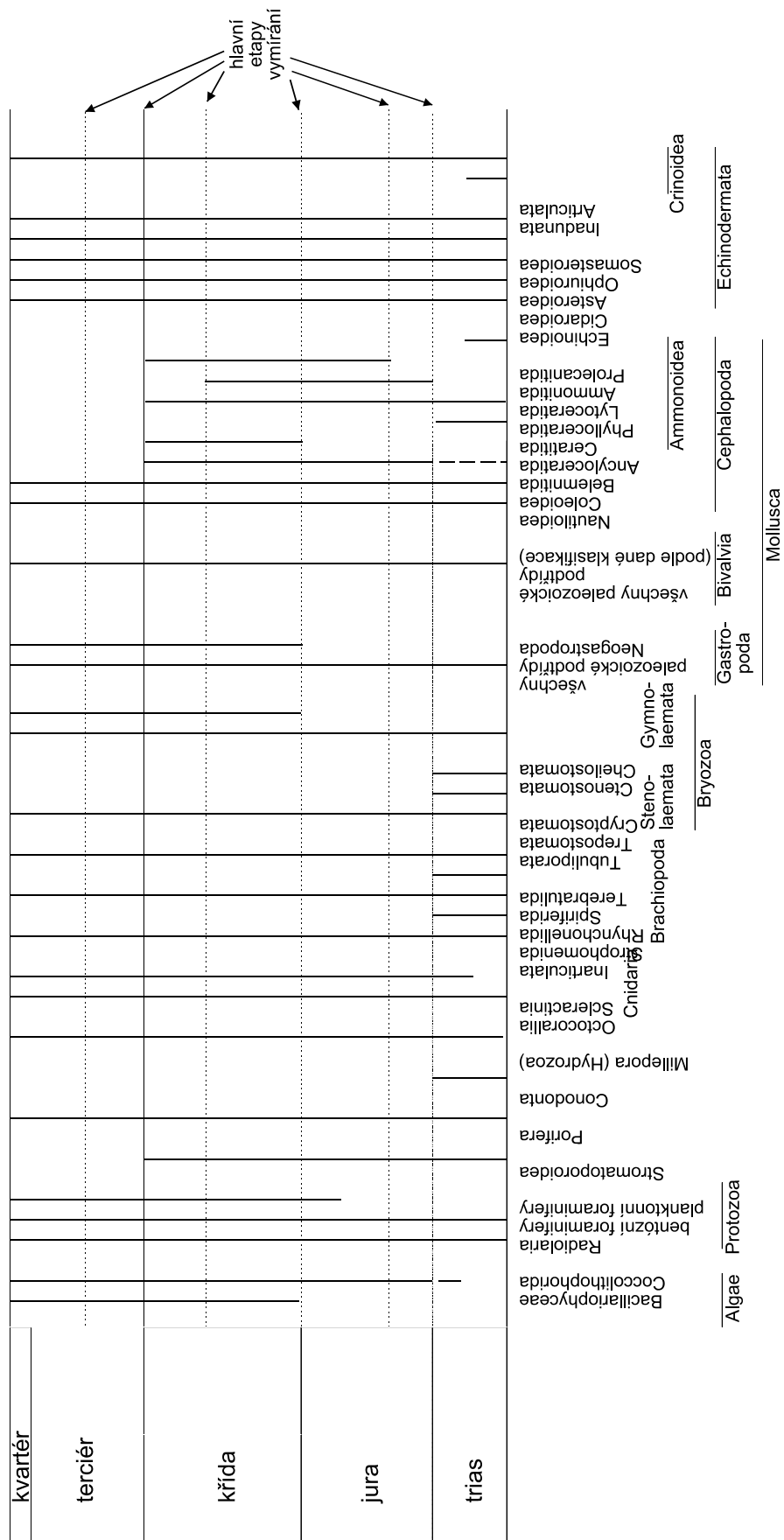


Obr. 69. Poměrné zastoupení hlavních skupin vyšších rostlin na hranici mesofytika a kenofytika (spodní a svrchní křída). Upraveno podle Crane (in Friis et al. 1987).

kenofytikum. Příčiny způsobující náhlou převahu krytosemenných (Angiospermae) nad nahosemennými jsou spatřovány v tom, že semena krytosemenných jsou vytvářena oproti semenům nahosemenných ve velmi krátkém reprodukčním cyklu (např. několik týdnů ve srovnání s 18 měsíci a více u nahosemenných). Další výhodou angiosperm je i to, že květy přitahují hmyz, který umožňuje lepší opylení. Ve svrchní křídě postupně mizí benetitové rostliny, výrazně byly redukovány cykasovité a jinanovité rostliny, jehličnany byly vytlačeny do extrémnějších podmínek. V tropických a subtropických podmínkách dominovaly stále zelené myrtovité, palmy, magnólie, liliovníky aj., v mírném pásmu však platany, dubovité, břízovité a ořešákovité byly doprovázeny četnými jehličnany. Pro rostlinné ekosystémy je i na konci mesozoika charakteristická nepřítomnost trav a tím i biotopů luk, stepí a savan. Hojně je zastoupení krytosemenných i v českém cenomanu. Rody *Magnolia*, *Laurus*, *Platanus*, *Ficus* či *Populus* indikují i v oblasti Českého masivu mnohem teplejší klima než dnes.

2.5.3.2. FAUNA

Bentózní fauna byla v triasu zastoupena hlavně **mlži**, kteří nebyli výrazně postiženi vymíráním na hranici paleozoika a mesozoika, a jsou proto využíváni i ve stratigrafii. Pro spodnotriasové uloženiny je typická přítomnost velmi rozšířeného druhu *Claraia clarai*. V pánevních faciích sedimentují vápence tzv. **vláknové mikrofacie** tvořené juvenilními schránkami především rodu *Halobia* (na řezu vytvářejí vláknitou kresbu), u něhož se předpokládá pseudoplanktonní nebo nektonní způsob života. Převaha mlžů pokračuje ještě v juře. Objevují se první zástupci **rudistů** s masívními schránkami. Jsou často kuželovitého tvaru, podobají se paleozoickým rugózním korálům a vytvářejí biohermy a biostromy v tropickém pásmu. Nejznámějším zástupcem je *Diceras*. Z dalších rodů mlžů mají stratigrafický význam *Trigonia* a ústřicovitá *Gryphaea*. V juře se také objevují první zástupci skupin vrtavých mlžů, kteří jsou na pobřežních skalních podkladech rozšířeni dodnes. Jedinci druhu *Bositra buchii* žili pravděpodobně planktonním způsobem života. Jejich drobné schránky mají horninotvorný význam a podílejí se v hlubokovodních sedimentech na tvorbě již zmíněné vláknové mikrofacie. Rovněž plži pokračují ve svém vývoji započatém v triasu. Typickou formou pro tethydní oblast by silnostěnný rod *Nerinea* adaptovaný na útesové prostředí. K stratigraficky důležitým křídovým mlžům patří *Inoceramus*, gigantických



Obr. 70. Stratigrafický rozsah vybraných skupin organismů v mesozoiku a kenozoiku a hlavní etapy vymírání. Upraveno podle Rogers (1994).

rozměrů dosahovala *Exogyra*. Útesotvorný i stratigrafický význam mají **rudisti**, kteří ve střední části křídly v této roli zatlačili šestičetné korály (urgonská facie). Rychle se rozvíjí společenstva **gastropodů**, která mají již do značné míry kenozoický ráz (Neogastropoda).

Postupně během triasu dochází k diverzifikaci **brachiopodů**, kteří však již nedokázali navázat na svoje dřívější paleozoické dominantní postavení. Zastoupení jsou hlavně terebratulidi a relativně hojní jsou i spiriferidi a rynchonelidi. Jejich celkový ústup pokračuje v juře (vymírají spiriferidi), během křídly a trvá až dodnes.

Z ostnokožců jsou v triasu zastoupeny především **ježovky** a opět se pomalu rozrůžňují **krinoidi**. Podobně jako některé paleozoické formy zvládli i zástupci rodu *Encrinus* planktonní způsob života. Oproti paleozoiku se výrazně zvětšilo zastoupení ježovek, které představovaly jak složku epifauny tak složku infauny (požirači detritu). V juře se zastoupení ježovek ještě zvýšilo, především se prosadily nepravidelné ježovky. Rozsáhlé porosty krinoidů dodávaly hojný materiál na tvorbu krinoidových vápenců. Podobně jako v triasu se některé druhy krinoidů adaptovaly i na planktonní způsob života. V křídě již krinoidi ustupují.

V triasu se objevuje skupina **šestičetných korálů**. První zástupci rostli v relativně hlubokém prostředí. Lze předpokládat, že na rozdíl od současných korálů nežili v asociaci se symbiotickými řasami. Teprve během **malmu** obsazují skleraktinia i mělká moře a nastupuje dnešní standardní způsob života. Vyvíjejí se četné útesotvorné druhy žijící v symbioze s řasami ve vodách s hloubkou do 50 m a teplotou vyšší než 20°C. Podílejí se na tvorbě svrchnojurských útesů v tethydní oblasti. Útesotvorná role šestičetných korálů pokračovala i ve spodní křídě a v senonu.

Oproti permu došlo k výraznému ochuzení **foraminiferových společenstev**, které jsou v triasu i nadále omezeny pouze na **bentózní** způsob života. Teprve během jury obsazují další nová prostředí. Bentózní skupiny poprvé osidlují i batyální hloubky, objevují se i první **planktonní foraminifery**. Celkově můžeme během jury sledovat diverzifikaci jak ekologickou tak taxonomickou především u vápnatých dírkovců, kteří zatlačují skupiny s aglutinovanými schránkami. Zastoupení planktonních dírkovců v juře je ještě vzácné. Výraznou radiaci můžeme sledovat až v křídě, kdy dosahují maxima své mesozoické diverzity což patrně souviselo s otevíráním nových nik v rozevírajících se oceánech. **Globotrunkány** umožňují rozčlenění křídly na 20 foraminiferových zón.

V juře dochází k hlavnímu rozvoji i u **radiolárií**. Ty mají v juře značný horninotvorný význam a radiolarity představují velmi rozšířenou facii. Oproti paleozoiku se mění složení společenstev, kde jsou výrazněji zastoupeny **Spumellaria** s kulovitými schránkami. Během křídly si podržely radiolárie svůj význam, prezentují řadu stratigraficky významných druhů a tento trend udržují i v terciéru.

Kalpionely (Calpionellida) ze skupiny nálevníků (Infusoria) představují planktonní skupinu, která dosáhla velkého rozšíření a má značný biostratigrafický význam ve svrchní juře a spodní křídě. Kalpionelové vápence v tomto období představují typickou facii **pelagických vápenců** pro tethydní bioprovincii. K stratigraficky významným formám patří např. rod *Calpionella*.

Celé mesozoikum je charakteristické velkým rozvojem **živočišných hub**. Jako útesotvorné organismy se uplatnily zejména v triasu i v juře křemité houby ze skupiny Desmospongia. V křídě dosahují maxima svého rozšíření a mají opět v mělkovodních mořských faciích velký horninotvorný význam. Vytvářejí **spongolity**, které jsou tvořeny křemitými jehlicemi hub, podílejí se významně i na složení **opuk**.

Členovci jsou v mořském prostředí zastoupeni především **rakovci** (Malacostraca) a **ostrakody**. Ostrakodová fauna triasu si zachovává ještě do značné míry paleozoický charakter. Po vymírání na konci triasu je diverzita této skupiny velmi nízká, větší význam

získávají až ve svrchní křídě. Nálezy mesozoického **hmyzu** jsou vzácné. Rozvoj hmyzu na souši je spojen až s evolucí kvetoucích rostlin v křídě. Objevují se nové skupiny - včely, mravenci, komáři.

Mechovky byly po permském vymírání v triasu vzácné. Na jeho konci mizí zbytky typických paleozoických **stenolemátních** forem (Cryptostomata a Trepostomata). V juře dochází k diverzifikaci **cyklostomátních** mechovek a ke konci jury se objevuje i dnes nejrozšířenější řád mechovek - **Cheilostomata**.

Amoniti při vymírání na hranici permu a triasu téměř zcela vyhynuli. Předpokládá se, že toto vymírání přežili pouze 2 rody. Ve spodním triasu dochází k výrazné adaptivní radiaci amonitů s **ceratitovým švem**, při které jediný rod *Ophiceras* dává vzniknout skupině více než 100 rodů. Celosvětové rozšíření, hojný výskyt a především relativně krátká existence jednotlivých druhů činí z amonitů nejdůležitější stratigrafickou skupinu mesozoika. Pouze v triasu je popsáno více než 3000 druhů. Ke konci triasu dochází ke krizi, při níž téměř všechny rody amonitů vymírají a objevují se i **heteromorfní druhy** s rozvinutými schránkami a zřejmě bentózním způsobem života. Na počátku jury pozorujeme další explozivní rozvoj amonitů, který brzy nahradil ztráty vzniklé při vymírání na konci triasu. Nastupují skupiny s **amonitovým typem** švu, které umožňují členit juru na 70 amonitových zón (tj. jedna v průměru 1 mil. let). Horninotvorný význam amonitů dokumentují časté výskyty **amonitových vápenců** (např. calcare ammonitico rosso). Vedle schránek amonitů jsou v sedimentech jury hojné i **aptychy** (součást žvýkacího aparátu amonitů), které mají místy i horninotvorný význam a vytvářejí **aptychové vápence**. Na rozdíl od aragonitových schránek jsou aptychy z kalcitu, což umožňuje jejich výskyt a zachování i ve větších hloubkách a koncentraci v sedimentech, kde schránky amonitů chybějí. Podobně jako na konci triasu postihlo amonity i na konci jury další vymírání. Křída je posledním obdobím rozkvětu amonitů. Objevují se i **gigantické formy** jako např. *Parapachydiscus* či *Lewesiceras* i tzv. heteromorfní druhy, u nichž dochází k napřimování a rozvinování schránky. Enormní úspěch amonitů je připisován jejich schopnosti adaptace na velký rozsah mořských prostředí a perfektnímu ovládnutí nektonního a zčásti i vagilně bentózního způsobu života (podobně jako v terciéru a recentu kostnaté ryby). Na konci křídě vymírají. **Nautiloidní hlavonožci** jsou v mesozoiku nadále na ústupu a ke konci triasu vymírají poslední ortoceři. Vedle amonitů se stávají v triasu významnou složkou nektonu i **belemniti**, kteří se sice objevují již ke konci paleozoika, ale až do počátku triasu zůstávají velmi vzácní. Jejich větší rozšíření začíná v juře a v křídě, kdy mají i stratigrafický význam. Na konci křídě většina belemnitů vymírá.

V **triasu** se také naposledy setkáváme s **konodonty**, skupinou nektonní či nektobentózní fauny, která představovala po značnou část paleozoika a v triasu stratigraficky nejvýznamnější složku mikrofauny.

Paleozoické paprskoploutvé ryby daly vzniknout skupinám úspěšným i v mesozoiku. Během druhohor se u nich vyvíjí plynový měchýř, jenž umožňuje rybám lépe regulovat vznášení ve vodě a řada dalších výhodných kosterních znaků. V triasu dominují ryby **mnohokostnaté** (Holostei), které se ke konci permu odštěpily od paprskoploutvých ryb chrupavčitých (Chondrostei). V juře nastupuje velký rozvoj **celokostných** (Teleostei), které se stávají dominující skupinou ryb a tento trend pokračuje v křídě a terciéru až do dneška. Ostatní skupiny paprskoploutvých ryb jsou na ústupu a řada jich v křídě vymírá (např. paleoniscidi). Mezi **žraloky** byli v triasu důležitou skupinou hybodonti, jejichž čelisti byly adaptovány na drcení schránek mlžů. Žraloci a rejnoci jsou hojně rozšířeni rovněž v juře, během níž se obraz této skupiny začíná blížit dnešnímu. Tento trend si zachovávají i v křídě, kdy se setkáváme již se zástupci 12 čeledí z 16 čeledí recentních. Trias je posledním útvarem, kdy jsou v rybí fauně ještě značně zastoupeni **lalokoploutvé a dvojdyšné ryby**. Obě skupiny jsou od konce triasu na ústupu a dnes patří již k tzv. "žijícím fosiliím".

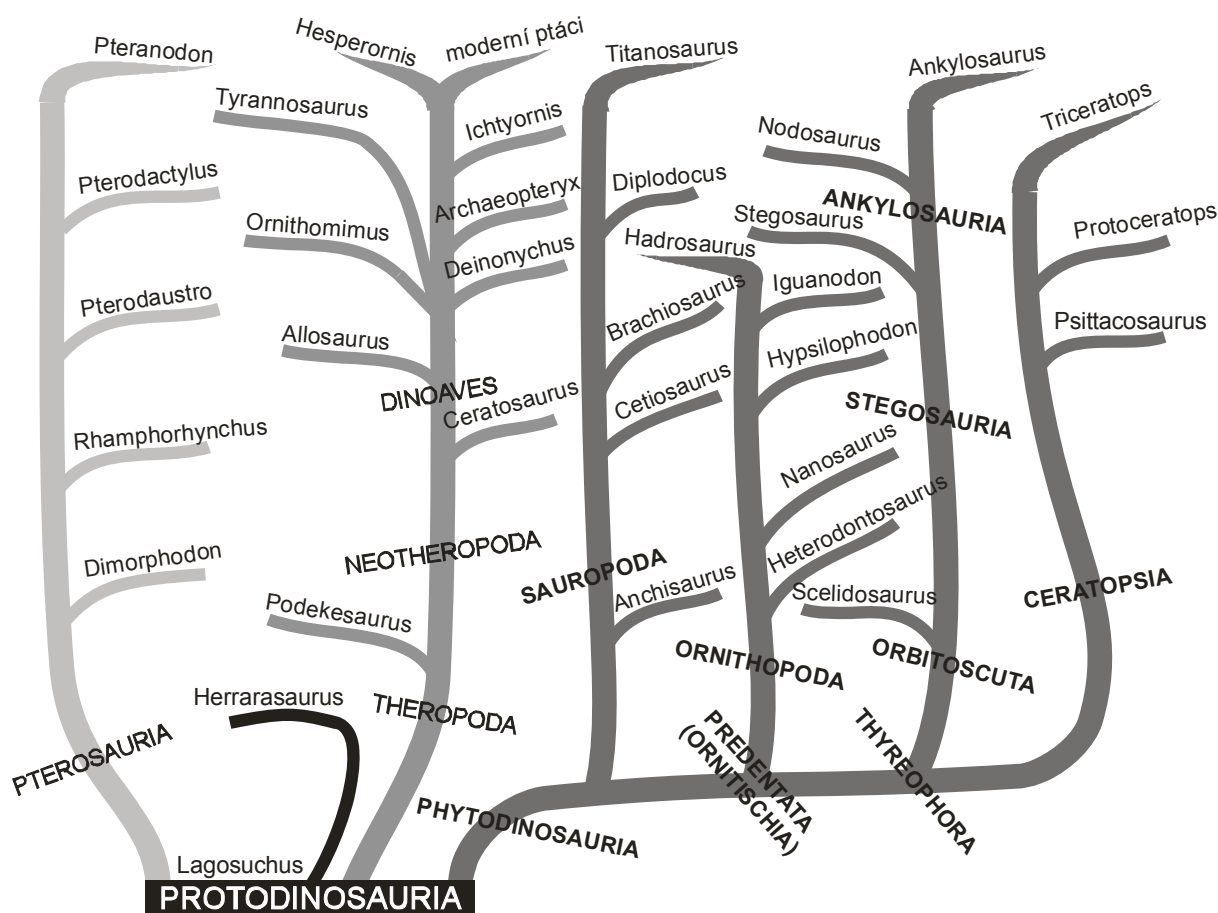
V kontinentálním prostředí ustoupili **obojživelníci**, reprezentováni především skupinou Temnospondyli zcela do pozadí. K starobylým formám, které dosahovaly velikosti krokodýla, patřil např. *Mastodonsaurus*. Od Temnospondyli se odštěpila v triasu skupina moderních obojživelníků. Zaznamenány jsou první **žaby** (*Triadobatrachus massinoti*), u nichž došlo k zakrnění ocasu a prodlužování zejména zadních končetin. Objevují se **ocasatí** (Caudata). Starobylé větve obojživelníků (Temnospondyli) jsou výrazně postiženy vymíráním na konci triasu a pouze v redukované míře přežívají do střední jury. Postupný nástup moderních skupin obojživelníků je zaznamenán v juře a křídě.

Významnou skupinou jsou v triasu **plazi**. V souladu s názory některých dnešních systematiků není řazena do plazů ani třída Therapsida ani třída Dinosauria, u nichž se dnes předpokládá teplokrevnost, tj. tepelná regulace a oběhový a cévní systém mnohem dokonalejší, než je tomu u plazů. Nicméně plazi byli výchozí skupinou pro obě tyto skupiny. Za předky therapsidů jsou považována Pelycosauria, zatímco předky dinosaurů můžeme hledat mezi skupinou plazů označovanou jako jamkozubí (Thecodontia).

Trias je obdobím velkého rozvoje skupiny **vodních plazů Euryapsida**. Rozrůžňují se obojživelní **notosauři**, kteří se objevili již v permu, a kteří podobně jako např. dnešní lachtani nebo tuleni nebyli plně vodními organismy. Ke konci triasu vymírají. Příbuznou skupinou byli **plakodonti** (Placodontia), žijící obojživelným způsobem. Jejich domovem byla jako např. u leguánů pevnina na mořském pobřeží, potravu však hledali v moři. Knoflíkovité zuby byly uzpůsobeny k drčení různých forem měkkýšů. Plakodonti ke konci triasu vymírají. Notosaurům se podobali **plesiosauři**, vyznačující se dlouhým hadovitým krkem a končetinami přeměněnými v ploutve. Objevili se ve středním triasu a byli již zcela specializováni na život ve vodě. Maxima rozvoje dosáhli v juře. Velmi rozšířený byl asi 5 m dlouhý *Plesiosaurus*. Hojně jsou zastoupeni rovněž v křídě, kdy žily ještě větší formy (např. *Elasmosaurus* - 13 m). Ve středním triasu se poprvé vyskytli **ichtyosauři**, kteří ze všech plazů byli na život ve vodě nejlépe přizpůsobeni. Vnější tvar jejich těla byl velmi podobný žralokům nebo delfinům a naznačuje, že se jednalo o velmi dobré plavce. Přední končetiny byly silné, ploutvovité, zatímco zadní byly zakrnělé. Vzhledem k plně mořskému způsobu života nemohli klást vajíčka a rodili živá mláďata. V tělech ryboještěřů byly nalezeny dokonce i embrya těsně před narozením. Maxima rozšíření dosáhli v juře. Jejich velmi dobře zachované kostry jsou nalézány např. v litografických vápencích bavorského malmu u **Solenhofenu**. Ve spodní juře k nejčastěji zastoupeným rodům patřil *Stenopterygius*. K největším formám dorůstajícím až 11 m náležel *Letopterygius acutirostris*. Během křídly se ichtyosauři stávají vzácnými a ke konci křídly vymírají. Další skupinou dravých ještěřů, kteří se druhotně přizpůsobili vodnímu prostředí jsou **mosasauridi** (Mosasauria). Tito obávaní dravci křídových moří se v relativně krátkém časovém intervalu rozšířili po celém světě. Nejsou příbuzní s dalšími vodními plazy, vyvinuli se ze skupiny ještěřů. Dosahovali až 12 m délky a k nejznámějším rodům patřil evropský *Mosasaurus* a americký *Tylosaurus*.

Na konci triasu vymírají **kotylosauři**. Na souši pokračuje ze svrchního permu do triasu rozvoj diapsidů. **Lepidosauři** (Lepidosauria) reprezentovaní drobnými pohyblivými ještěřkovitými plazy prodělali počátkem triasu velkou radiaci. V permu patrně představovali výchozí skupinu pro **thekodonty** a v triasu se od nich odštěpily dnešní skupiny plazů, **šupinatí** (Squamata) a **haterie** (Rhynchocephalia).

Trias je také hlavním obdobím rozvoje drobných pohyblivých plazů ze skupiny **thekodontů** (Thecodontia). Dosáhli značných velikostí, po většinu triasu byli převládající skupinou suchozemských živočichů a ovládli i vodní prostředí. Ke konci triasu však vymírají patrně pod tlakem rychle se rozrůžňujících dinosaurů.



Obr. 71. Schematické znázornění evoluce dinosaurů (zjednodušeno podle Bakker, 1986).

První **krokodýli**, patřící do skupiny Diapsida, se objevují v triasu a jsou odvozováni podobně jako dinosaurů od thekodontních předků. Krokodýli byli původně suchozemští živočichové a až druhotně se přizpůsobili životu ve vodě. Jejich rozvoj můžeme sledovat v juře. Na rozdíl od dnešních zástupců však většinou žili v mořích. V křídě se setkáváme i s obrovskými formami, mezi něž patřil *Phobosuchus* dosahující délky 15 m. Krokodýli představovali v mesozoiku relativně úspěšnou skupinu, v kenozoiku jsou již na ústupu.

Želvy (Chelonia) reprezentují další starobylou skupinu vodních plazů a je možno je odvodit od kotylosaurů. Triasové formy (Protestudinata) ještě nemají schopnost zatahovat hlavu pod krunýř. Původně se jednalo o suchozemské, pravděpodobně hrabavé živočichy. Ve svrchí juře přecházejí do marinního prostředí. Z křídly je známý obrovský asi 4 m dlouhý *Archelon*.

Skupina dinosaurů se od svých thekodontních předků oddělila někdy ve středním triasu. První primitivní dinosaurů jsou řazeni do skupiny **Protodinosauria**. Jejich oddělení od thekodontních předků je podobně jako v případě therapsidů a savců předmětem diskusí. Někteří autoři dnes mezi první dinosaurů řadí zástupce čeledi Lagosuchidae, považované jinými paleontology ještě za thekodonty. Za prvního dinosaurů je v tomto pojetí považován 232 milionů let starý *Lagosuchus tampanyensis*. Tento 40 - 50 cm velký, rychlý a vytrvalý běžec se pohyboval po zadních nohách, lovil hmyz a savce, přepadl i mláďata thekodontů. K jistým dinosaurům patří již 228 milionů let starý drobný *Eoraptor* a dravý asi 4 m velký *Herrerasaurus*. Ve svrchním triasu se od protodinosaurů odštěpili tři hlavní větve - **Pterosauria** (ptakoještěři), **Theropoda** reprezentující dravé formy dinosaurů a

Phytodinosauria reprezentující býložravé formy dinosaurů. K nejznámějším svrchnotriasovým zástupcům theropodů patřil *Coelophysis baueri*, který dosahoval asi 3 m, vážil asi 20 kg a byl hojný na území dnešního Nového Mexika. Kostřička mláďete nalezená v břišní dutině jednoho exempláře, navozuje dodnes debaty o tom, zda některá theropoda byla živorodá, či připouštěla i kanibalismus. Blízkým příbuzným coelophysise byl v Evropě hojně žijící *Liliensternus*. Jeho stopy se našly i na Slovensku v tomanovském souvrství svrchního triasu.

K existenci dravých forem dinosaurů byla nezbytně nutná existence phytodinosaurů, dělených do tří velkých skupin - Prosauropoda, Sauropoda a Ornithischia. První zástupci **prosauropodů** byli relativně malí, ještě během svrchního triasu se však vyvinuly i formy větší než 10 m. K nejznámějším triasovým zástupcům patří *Plateosaurus* a *Melanosaurus*. Prosauropodi byli prvními býložravci v dějinách planety s dlouhými krky. Živili se potravou v korunách stromů, pohybovali se ve stádech a byla u nich vyvinuta péče o mláďata.

Jura byla obdobím hlavního rozkvětu skupiny **Sauropoda**, k níž patřily převážně formy značných velikostí. *Seismosaurus* dosahoval délky přes 50 m, *Ultrasaurus* vážil okolo 130 tun. Představují největší a nejtěžší jedince v zemské historii. Na rozdíl od dřívějších představ se dnes spíše přijímá výklad, že sauropodi obývali spíše sušší oblasti. Rozbahněná území v okolí vodních ploch by při jejich velké hmotnosti rozhodně znesnadňovala pohyb.

Další velkou skupinou dinosaurů, která se od ostatních výrazně lišila stavbou pánve, jsou **Ornithischia** (ptakopánvní dinosaurů). První zástupci se objevují ve středním triasu, v juře jsou relativně vzácní. Zatímco prosauropodi a theropodi měli stavbu pánve podobnou svým plazím předkům, došlo u ptakopánvních k stočení stydké kosti dozadu. Byl to výhodný vývoj, protože předchůdci ptakopánvních dinosaurů se pohybovali po dvou, a tato změna umožnila vytvoření nového střevního prostoru. Velký střevní prostor byl vzhledem k nedokonalému zpracování potravy v čelistech nutností u všech býložravých forem. Většina ornithischií byla původně bipední, postupně se však zvyšoval počet forem, které přešli ke kvadrupedii. K nejznámějším jurským formám patří **Stegosauria**. Zahrnovala kvadrupední býložravce vyznačující se malou hlavou, ostnitým ocasem a kostěnými deskami na hřbetě, které měli termoregulační a patrně i obrannou funkci. Nejznámějším zástupcem je asi 7 m dlouhý *Stegosaurus*. V křídě se ptakopánvní dinosaurů rozrůznili do mnoha vývojových větví a stávají se dominantní složkou býložravých čtvernožců. Nejpočetnější a nejvíce rozrůzněnou skupinu představovali **ornitopodi**. Patřil k nim ve spodní křídě např. velmi dobře prostudovaný *Iguanodon*. Velmi rozšířená byla skupina **hadrosaurů** s kachním zobákem, k níž patřily i formy s nejrůznějšími hřebeny na hlavě. Nové výzkumy ukazují, že se u ornitopodů vyvíjela složitá struktura chování, která byla v mnohých rysech podobná chování ptáků (hnízdění, péče o mláďata) nebo býložravých savců (život ve stádech, migrace). **Ankylosauri** reprezentovali skupinu kvadrupedních „pancířnatých“ dinosaurů. V nejvyšší části křídly byli dominantní skupinou býložravých dinosaurů v Americe a Asii **rohatí dinosauri** (Ceratopsia). Známa je např. forma se třemi rohy, *Triceratops*.

Theropoda bývají dělena na Carnosauria a Celurosauria. Toto rozdělení je však umělé, podobně jako bychom přiřadili velké dravé savce do jedné skupiny a malé do druhé skupiny. Z **karnosaurů** byl v juře nejvíce rozšířen *Allosaurus*. Byl to rychlý, vytrvalý běžec a dosahoval velikosti 7 - 9 m. Jeho hojné zastoupení ve svrchní juře napovídá, že v této době představoval neúspěšnější skupinu predátorů. K nejznámějším jurským **drobným dravým dinosaurům** (Celurosauria) patřil *Compsognathus* a *Archeopteryx*. Podobně jako u ptáků má archeopteryx srostlé klíční kosti, které tvoří vidlicovitou kůstku. Létat však nedovedl, protože jeho opeřené přední končetiny jsou na lopatkový pletenec napojeny způsobem, který se pro mávání křídly nehodí. Archeopteryx byl malé zvířátko, které vážilo méně než půl kilogramu. Dnes se považuje spíše za opeřeného dinosaura a za zástupce slepé vývojové větve, než za ptáka (viz dále). Nejznámější z křídových karnosaurů jsou *Tyrannosaurus* a *Albertosaurus*.

Na rozdíl od dřívějších představ se ukazuje, že se jednalo o velmi rychlé a hbité dravce, kteří se pohybovali podle výpočtů založených na studiu stop a osteologie rychlostí až 50 km/hod. K drobnějším dravcům (celurosaurům) patřil ve smečkách žijící spodnokřídový *Deinonychus* („raptor“ známý z filmu Jurský park). Nočním dravcem, který se patrně živil hlavně savci, byl *Troodon*, který měl ze všech dinosaurů největší poměr velikosti mozku k tělu. Malí tvorové mají velmi vysoký poměr vnější plochy těla k objemu, a proto u nich dochází k velkým tepelným ztrátám. U drobných dinosaurů mohlo být peří adaptací sloužící primárně k udržení stálé tělesné teploty a současně jim umožnilo využít i ekologických výhod vyhrazených pro malá zvířata. Někteří odborníci proto předpokládají, že řada malých celurosaurů byla rovněž opeřena.

Američan Bakker formuloval čtyři body hovořící ve prospěch **teplokrevnosti dinosaurů**:

1) **Stavba kostí.** Studenokrevní živočichové v oblastech, kde se střídají výrazně odlišná roční období, mají ve vnějších vrstvách kostí jisté přírůstkové vrstvičky odrážející rychlejší letní a pomalejší zimní růst. Dinosauri z oblastí se střídáním ročních období takové vrstvičky nemají, jejich tělesná teplota byla tedy ve všech obdobích stejná.

2) **Zeměpisné rozšíření.** Velcí studenokrevní tvorové se nevyskytují ve vysokých zeměpisných šířkách. Někteří z velkých dinosaurů však žili daleko na severu, kde nebyli dosud zjištěni žádní plazi (Aljaška), nebo jihu (Austrálie se v křídě nacházela v podstatně nižších zeměpisných šířkách, Antarktida), kde museli v zimě vydržet dlouhá období zcela bez slunečního svitu. Zvláště australské svrchnokřídové dinosauri snášeli podle tehdejší paleogeografie průměrné roční teploty mezi bodem mrazu a 5° C, v létě pak teploty, které nebyly vyšší než 5° C a které v zimě klesaly pod -6° C. Drobné formy australských dinosaurů patrně musely být chráněny hustým pokryvem peří, bez něhož by nemohli v těchto podmínkách přežít. Žila tu celá plejáda býložravých a masožravých dinosaurů i ptakoještěřů. Všechny formy dinosaurů však byly v Austrálii menší než v teplejších oblastech a měly neobvykle velké oči (? přizpůsobení temnotě polární noci).

3) **Struktura společenstev dinosaurů.** Teplokrevné dravé formy musejí přijímat mnohem více potravy než stejně veliké formy studenokrevné. Ve společenstvech studenokrevných tvorů je mnohem víc dravců (mohou tvořit až 40% společenstva). Ve společenstvech teplokrevných nepředstavují dravci nikdy víc než 3%. Ve faunách dinosaurů jsou **dravci vzácní**, jejich relativní zastoupení splňuje měřítko pro teplokrevné živočichy.

4) **Anatomie dinosaurů.** Novější rekonstrukce ukazují, že řada velkých dinosaurů připomínala stavbou a rozměry končetin dnešní běhavé savce.

Historie ptáků (Aves) začíná během **jury** (všechny starší údaje se ukázaly jako neopodstatněné). Úsvit této skupiny je ještě zahalen řadou nejasností vyplývajících z obtížné fosilizace i z nejisté datace nejstarších nálezů. Zmíněný *Archaeopteryx* je v této souvislosti považován buď za zástupce jedné skupiny dinosaurů (viz výše) nebo za sesterskou skupinu některých tzv. **opozitních ptáků** (tři kůstky jejich chodidla srůstají odshora dolů, tj. opačně než u moderních ptáků). Ptačí předek se tedy mohl odštěpit od nelétavých dinosaurů už před archeopteryxem. Každopádně při hranici jura/křída dochází k radiaci různých skupin ptáků, z nichž dnes již dobře doložený *Confuciusornis* zastupuje opozitní ptáky (nebo také Sauriurae) a *Chaoyangia*, *Liaoningornis*, *Hesperornis* a *Ichthyornis* již sesterskou skupinu Ornithurae zahrnující i **moderní ptáky**.

Ptakoještěři (Pterosauria) představují první létající obratlovce a některými autory jsou řazeni rovněž do skupiny Dinosauria, se kterou mají společného thekodontního předka. Aktivní způsob života ve vzduchu vyžadoval stálou vysokou tělesnou teplotu. Předpoklad **teplokrevnosti** je potvrzován nálezy zřetelného osrstění zjištěného u svrchnojurského druhu *Sordes pilosus*. První zástupci se objevují v triasu, v juře dominovala skupina s dlouhým

ocasem, kam patřili např. *Rhamphorhynchus* i zmiňovaný *Sordes*. V křídě převládla skupina bezocasých ptakoještěřů, kteří někdy dosahovali značných rozměrů. K nejrozšířenějším rodům patřil *Pteranodon* a skutečným obrem mezi ptakoještěry byl *Quetzalcoatlus* s rozpětím křídel až 18 m.

Therapsidi zastoupeni jak býložravými tak masožravými skupinami představovali dominantní skupinu čtvernožců ve **spodním triasu**. U několika vývojových linií therapsidů můžeme v triasu sledovat narůstání typických **savčích znaků** - kosti ramenní a stehenní se dostaly do svislé polohy, zdokonalovala se stavba lebky a chrupu. Významnou událostí na přechodu k savcům byl vznik mléčných žláz přeměnou potních žláz. Souvisel se změnou embryonálního vývoje od volně kladených vajec zahříváných sluncem přes zahřívání vajec tělem matky až po vývoj vajíček uvnitř dělohy a živorodost. Tyto změny je však velmi obtížné zjistit ve fosilním záznamu. Stanovení hranice mezi therapsidy a savci většinou vychází z **kostí dolní čelisti**, která u plazů je skládankou více kostí, zatímco u savců je tvořena již kostí jedinou. Značná část skupiny therapsidů na rozhraní triasu a jury vymírá, v redukované míře však therapsidi pokračují až do střední jury.

Počátek savců datujeme do **středního triasu**. Většina badatelů se dnes shoduje na polyfyletickém původu z několika skupin therapsidů (Cynodontia, Tritylodontia, Ictidosauria a Bauriamorpha), z nichž dosáhlo savčí úrovně několik vývojových linií nezávisle na sobě a v různých obdobích (mozaiková evoluce). Předpokládá se, že např. tritylodonti byli již pokryti srstí, rodili živá mláďata a kojili je. Způsobem života, stavbou chrupu a velikostí se podobali hrabošům. Nejstarší triasové nálezy savců patří jak do řádů **Multituberculata**, **Docodonta** a **Triconodonta** (náležejících do podtřídy **prvorodých**, Prototheria) tak do řádu **Symmetrodonta** (třída **živorodých**, Theria). Prvorodí jsou skupinou savců zastoupenou dnes např. ptakopyskem snášejším vejce. Multituberculata byla skupina podobná hlodavcům, která sdružovala malé herbivorní a všežravé formy žijící na zemi nebo na stromech. Docodonta představují skupinu drobných všežravých savců, která se objevuje ve svrchním triasu a vymírá ve svrchní juře. Patrně je lze odvodit od skupiny Bauriamorpha. Triconodonta se pravděpodobně odštěpila z některé skupiny cynodontních therapsidů. Byly to opět drobná zvířata, která byla na rozdíl od předcházející skupiny masožravá a živila se hlavně hmyzem. Vymírají ve spodní křídě a v jejich okruhu můžeme hledat předchůdce dnešních ptakořitných (Monotremata). **Symmetrodonti** pak představují výchozí skupinu pro další skupiny savců. Byli to drobní dravci, kteří rovněž v křídě vymírají. V juře se od nich oddělila skupina **Pantotheria**, která představuje předky jak placentálů tak vačnatců. Ve spodní křídě jsou Theria zastoupeni symmetrodonty a skupinou Panthotheria. Z ní se ve svrchní křídě odštěpily 2 skupiny, které vytvořily základ pro radiaci savců v paleogénu - **Marsupialia** (vačnatci) a **Placentalia** (placentálové). Posledně jmenovaní jsou reprezentováni v křídě hlavně drobnými nespécializovanými hmyzožravci (Insectivora). Ve svrchní křídě se však objevují i některé dnešní linie placentálních savců vedoucí k primitivním primátům, kopytníkům i dravcům.

Je otázkou proč savci, kteří se objevují zhruba ve stejném období jako dinosauři, tj. ve středním triasu, zůstávají celé druhohory pouze velmi vzácně zastoupeni. Patrně to souviselo s rozvojem dinosaurů, kteří spolu s thekodonty ovládli rychleji odpovídající ekologické niky a vytěsnili savce do vedlejších biotopů. V prostředí dominance dinosaurů byla pak malá velikost těla z hlediska energetického i bezpečnostního velmi účinnou strategií. Tuto strategii si podrželi savci ještě během celé křídě až do počátku terciéru.

2.5.3.3. VYMÍRÁNÍ NA HRANICI MESOZOIKA A KENOZOIKA

Je snad nejlépe prostudovaným a posledním z pěti hlavních vymírání v historii Země. Byly jím ovlivněny jak mořské tak kontinentální ekosystémy. Na kontinentech vymírá dominující skupina čtvernožců druhohor - **dinosauři**. Postiženy byly i skupiny primitivních savců. Míží 3/4 krytosemenných rostlin, což vedlo k výraznému obohacení o spóry kapradin v pylových spektrech. V mořském prostředí vymírá skupina **amonitů** významně jsou postiženi **belemniti**, mezi mlži pozorujeme zánik **útesotvorných rudistů**. Největší dopad mělo vymírání na mikroorganismy výrazně postihlo skupiny **vápnitého nanoplanktonu, planktonní foraminifery, radiolárie**. Odhaduje se, že na hranici druhohor a třetihor vymřelo více než 50 % druhů.

Dnes převládá názor, že vymírání proběhlo relativně náhle a bylo způsobeno **dopadem asteroidu**. S touto hypotézou přišel poprvé nositel Nobelovy ceny Louis Alvarez. Vychází z hojných nálezů vrstev obohacených o iridium (iridium je prvek vzácný v zemské kůře ale hojný v meteoritech), z výskytu tektitů, (sferických útvarů vzniklých při dopadu kosmických těles) v hraničních vrstvách mezi druhohorami a třetihorami a zejména z nálezu **obrovského kráteru** o průměru asi 120 km. Leží na poloostrově Yucatan a v Mexickém zálivu a je datován na 65 Ma, což je hranice druhohor a třetihor. Jiný výklad vymírání předpokládá rozsáhlou vulkanickou činnost spojenou s výlevy bazaltů v oblasti Dekkan v Indii. Hlavní její puls však předchází o několik milionů let hranici druhohor a třetihor.

2.5.4. REGIONÁLNÍ PŘEHLED

2.5.4.1. PLATFORMNÍ VÝVOJ

2.5.4.1.1. PLATFORMNÍ VÝVOJ MESOZOIKA V ZÁPADNÍ EVROPĚ

Trias

Platformní vývoj a jeho oblast byla situovaná na sever od **vindelického prahu**. Facie **pestrého pískovce** reprezentují mělké lakustrinní, brakické až hypersalinní podmínky. Tyto pestře zbarvené sedimenty se v mnohém podobaly faciím devonského „Old Red Sandstone“ nebo spodnopermské červené jalovíně (Rotliegendes). **Lasturnatý vápenec** se ukládal v období mořské transgrese ve středním triasu a je tvořen karbonáty, slíny a evapority. Jeho sedimentační oblast byla spojena s tethydním mořem přes burgundskou bránu v jihozápadní Evropě a přes hornoslezskou bránu v okolí Krakova. Fauna germánského vývoje ve srovnání s tethydní faunou byla výrazně méně taxonomicky rozrůzněná. Pestrý slínovec sedimentoval v lagunárně terestrickém prostředí po regresi střednotriasového moře. Tvoří ho soubor pestře zbarvených pískovců a dolomitů, ve spodní části se vyskytují i slojky uhlí a ve svrchních anhydrity. **Germánský vývoj** je možno sledovat z území Německa a Polska do západní Evropy a do Anglie a dále na jih do Francie, Španělska a severní Afriky, kde mobilní režim spojený s rozevíráním Tethys nastupuje až od jury.

Jura

Na rozdíl od triasu pokrývalo moře v juře značnou část Evropy. Pokračující subsidence vytvářela čtyři pánve - **anglo-pařížskou, švábsko-franckou, rhonskou a akvitánskou**, ohraničené elevacemi variského a kaledonského horstva. K transgresi do těchto oblastí došlo již ve svrchním triasu během rhaetu. Je spojována s tektonickými pohyby starokimerské fáze doprovázejícími rozevírání Tethydy a Atlantiku. Ve zmíněných 4 pánvích byly jurské sedimenty později překryty sedimentací mladších útvarů. Dnes vystupuje jura pouze na okrajích pánví, kde vytváří tzv. jurské aureoly. Další oblasti jurské sedimentace můžeme sledovat v příkopových propadlinách doprovázejících rozevírání severní části Atlantiku. Tato oblast navazující na arktické moře byla propojena s pařížskou pánví hesenskou depresí.

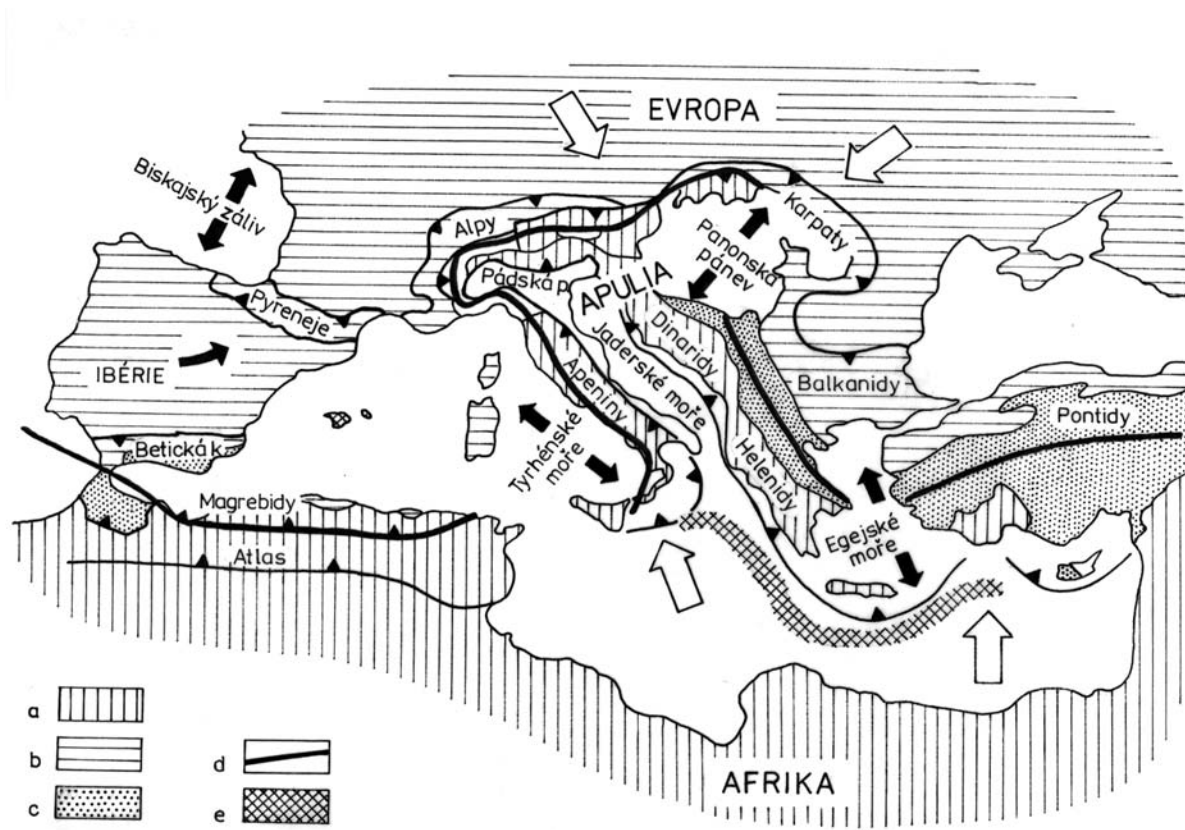
Švábsko-francká pánev měla mísovitý tvar a rozkládala se mezi Schwarzwaldem, Rýnským břidličným pohořím a Českým masivem. Zasahovala k severu přes oblast Hannoverska do jižního Švédska. Během maxima jurské transgrese v callovu došlo k **propojení švábsko-francké pánve s Tethydu** přes oblast Českého masivu prostřednictvím **moravské úžiny**, která se rozevřela podél tektonicky predisponovaného labského lineamentu a navazovala na altenmarktskou a pavlovskou karbonátovou plošinu na severním okraji Tethydy.

Spodnojurské sedimenty platformního vývoje v západní Evropě jsou tvořeny převážně tmavě zbarveným jílovito-slinitým vývojem posidoniových břidlic (odtud název **černá jura**). Posidoniové břidlice ve švábsko-francké pánvi byly velmi vhodným prostředím pro zachování fosilií. Z četných lokalit jsou nejznámější výchozy u bavorského **Holzmadenu**, s výborně zachovanými kostrami především vodních ještěřů, zejména ichtyosaurů. **Dogger** v oblasti západní Evropy a v pánvi Severního moře je většinou siltovitý, pelitický a méně už karbonátový. Časté zbarvení doggerských sedimentů oxidy železa do hněda dalo vzniknout starému názvu doggeru **hnědá jura**. Transgrese v doggeru propojily sedimentační oblasti platformního a mediteránního vývoje a zaplavily převážnou část vindelického prahu, který obě dvě oblasti odděloval. Ke konci doggeru (callov) a počátkem malmu dosáhla jurská transgrese vrcholu. V hlubších částech pánvi se usazovaly pelity. V mělčích částech pánve se pelity laterálně zastupovaly s karbonáty. **Během vyššího malmu** došlo k ústupu moře z platformních oblastí, ukládaly se převážně bělavé vápence a slínovce, často korálové, s hojnou faunou hlavonožců a mlžů. Od převažující bílé barvy pochází starý název malmu **bílá jura**. Ústupové tendence vrcholily v nejvyšší juře. V Anglii a Belgii se ukládaly hojné sladkovodní facie s četnými zbytky dinosaurů. Ve svrchní juře švábsko-francké pánve v Bavorsku leží jedna z nejznámějších světových paleontologických lokalit **Solenhofen**. Mezi spongiiovými útesy se zde v prostředí stagnujících lagunárních vod s nedostatkem kyslíku u dna bez bentózních a nekrofágních organizmů ukládaly solenhofenské litografické vápence. Obsahují jedinečně zachované fosilie. Vedle různých medúz, hmyzu a ryb z nich pocházejí především unikátní nálezy ptakoještěřů a archeopteryxe.

Křída

Charakteristickým sedimentem tohoto útvaru je **psací křída**. Je tvořena především schránkami vápnitého nannoplanktonu a foraminifer bez výraznějších projevů diagenese a litifikace. Rozvoj křemitých hub během křída a následný vysoký obsah jejich jehlic v sedimentech vedl při diagenезi k remobilizaci SiO_2 a jeho koncentraci do černých křemitých konkrecí (**pazourků**), které jsou rovněž velmi typickou součástí hornin tohoto útvaru. K dalším častým horninám křída patří opuky (písčité slíny) a na centrální části pánvi vázané spongolity. V hrubozrnných pískovcích na okrajích pánvi je hojným minerálem glaukonit.

Paleogeografická situace byla obdobná jako v juře. Při křídové transgresi moře proniklo z oblasti Tethydy do anglo-pařížské, akvitánské a rhonské pánve, do střední části Německa a dál až do dánsko-polské brázdy. Narůstající mořská transgrese v albu vedla ke spojení s mořem na Ruské tabuli. V období maxima křídové transgrese v **cenomanu** proniklo moře podobně jako v juře podél labského lineamentu na území **Českého masivu**. V západní Evropě byl jednou z nejdůležitějších sedimentačních oblastí **volkontský příkop**, který vybíhal z Tethydy do oblasti severoevropské platformy v jižní Francii. V centru příkopu převládaly pelagické facie, lemované po okrajích **urgonskou facií** (podle města Orgon) tvořenou bílými útesovými vápenci s rudisty a korály. Po ústupu moře proběhlo v této oblasti intenzivní zkrasování a vyplnění krasových fenoménů bauxitem (podle městečka Le Baux v Provençii).



Obr. 72. Alpínský orogén v Evropě a Malé Asii. Legenda: a - africká platforma a deformované horniny afrického okraje, b - evropská platforma a deformované horniny evropského okraje, c - tethydni oceánské horniny, d - okraje desek, e - středomořský hřbet, prázdné šipky - hlavní směry konvergence, plné šipky - hlavní směry divergence, zubaté čáry - hlavní násunové linie. Upraveno podle Rogers (1994).

2.5.4.1.2. PLATFORMNÍ VÝVOJ MESOZOIKA NA ČESKÉM MASIVU

Během **triasu** byl celý Český masiv součástí souše vindelického práhu a byl intenzivně erodován. Malé denudační zbytky germánského vývoje odpovídající faciím pestrého pískovce se vyskytují pouze u Červeného Kostelce v Broumovském výběžku.

Mořská transgrese pronikla na Český masiv podél tektonické linie labského lineamentu až v **juře** (callov) a poklesávající moravská úžina propojila oblast pánví karpatských externid Tethydy s platformním vývojem jury v Německu. Malé denudační zbytky stáří callov - kimmeridž se zachovaly v okolí Krásné Lípy v severních Čechách a v okolí Brna. **V okolí Brna** vycházejí jurské sedimenty na povrch v Moravském krasu u Olomučan a dále potom v Brně na Hádech, Stránské skále, Nové hoře a Švédských šancích. Převládají v nich vápence, místy dolomitizované s hojnými krinoidy i výskyty amonitů. Další úplnější vrstevní sledy jury pokračují **na jihovýchodní Moravě** v podloží miocénu karpatské předhlubně a příkrovů vnějšího flyšového pásma. Můžeme zde rozlišit platformní karbonátový vývoj navazující na výskyty v okolí Brna (Hrušovany, Novosedly), který pokračuje dále do Rakouska a patří k altenmarktské karbonátové platformě, a peliticko-karbonátový pánevní vývoj situovaný dále na jihovýchod.

Hlavní povrchové výskyty **křídly** leží v oblasti **české křídové pánve** a jejího pokračování na Moravě. V **jihovýchodních pánvích** třeboňské a českobudějovické, se během křídly (coniac až

santon) ukládaly jezerní klastické sedimenty nevelkého plošného rozsahu. Do okolí Osoblahy zasáhl výběžek **opolské pánve** z Polska.

Sedimentace v oblasti české křídové pánve začíná ve **spodní křídě** (apt a alb) vznikem limnických pánví odrážejícím austrijskou fázi alpinského vrásnění. Na Moravě zastupují spodní křidu kontinentálního vývoje **rudické vrstvy** v Moravském krasu, jejichž sladkovodní pestré jíly vyplnily závrtvy a další krasové fenomény před **cenomanskou transgresí**. Ta postupně přerušila sladkovodní sedimentaci v Českém masivu a navodila marinní režim české křídové pánve. Ukládaly se převážně písčito-jílovité sedimenty, jen ojediněle i útesové vápence. Vykazují značnou faciální proměnlivost, která umožňuje regionální rozdělení české křídvy do řady faciálních oblastí. **Svrchnokřídová transgrese** vyvrcholila v turonu, během santonu dochází k postupné regresi. Křídové uloženiny jsou bohaté místy na faunu a flóru. Flóra je charakteristická pro kontinentální sedimenty cenomanu, mladší mořské sedimenty obsahují vápnitý nanoplankton, planktonní foraminifery (globotrunkány), mlže (*Inoceramus*) a amonity, z nichž někteří dosahovali úctyhodných rozměrů (*Pachydiscus* - až 2 m). Pokračování české křídové tabule na Moravě lze pozorovat v oblasti tzv. svitavské a kyšperské synklinály, blanenského, valchovského a králického příkopu.

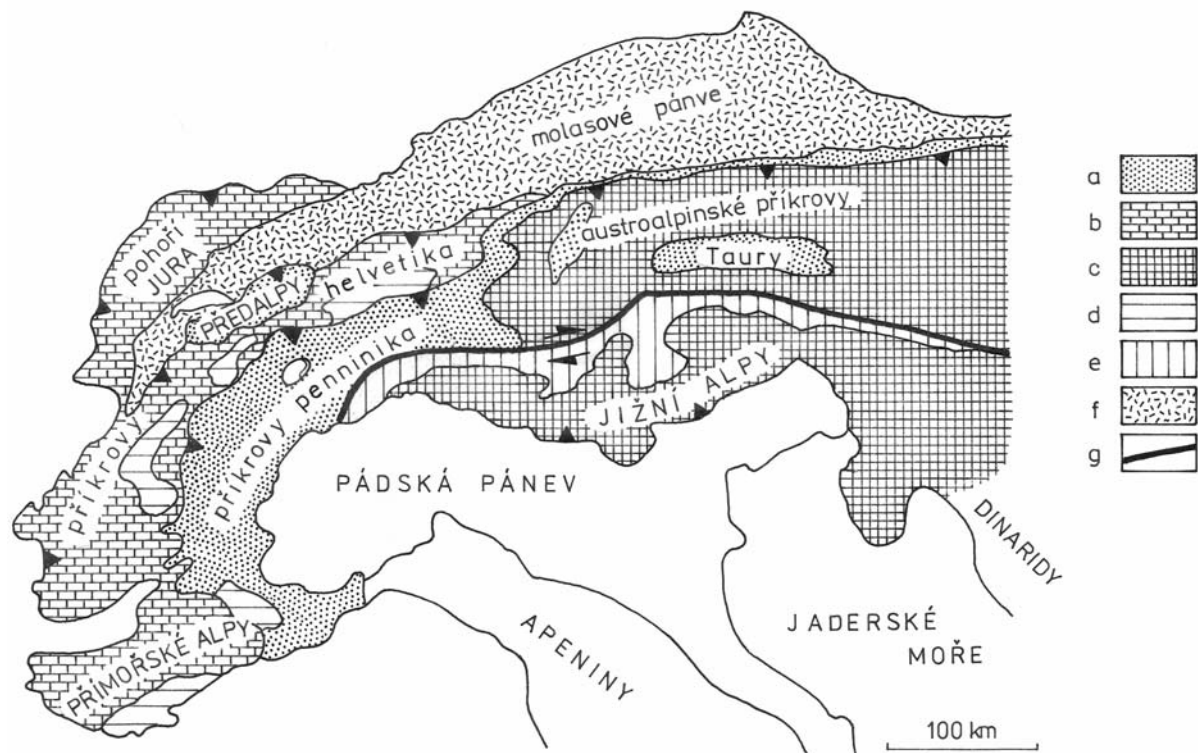
Ke konci jury moře v okrajových oblastech Tethydy **na jihovýchodní Moravě** ustupuje, končí propojení s epikontinentálním mořem platformy a nová mořská transgrese na toto území proniká až na konci spodní křídvy **v albu**. Největší rozšíření zde mají glaukonitické písky a pískovce svrchní křídvy zastoupené především v depresní zóně mezi vranovickým příkopem a Dunajem v podloží mladších uloženin neogénu karpatské předhlubně a karpatských příkrovů.

2.5.4.2. ALPINSKÁ MOBILNÍ ZÓNA

2.5.4.2.1. ALPINSKÉ VRÁSNĚNÍ

Orogeze evropských alpid souvisí s kolizí **afrického** a **severoevropského kontinentu**. Jejich vznik byl však podstatně složitější než jednoduchá představa kolize dvou kontinentů. Ve středozevní oblasti můžeme vyčlenit **šest desek** s řadou mobilních zón, jejichž složitými pohyby a kolizemi docházelo k vrásnění jednotlivých alpinských pohoří. Od západu k východu tvoří tyto desky blok iberský, alboranský, kabylský, korsicko-sardinský, apulský, rodopský a anatolský. Atlaská mobilní zóna se nacházela mezi Afrikou a kabylským blokem, betická mobilní zóna mezi blokem alboranským a iberským, pyrenejská mobilní zóna mezi blokem iberským a severoevropským kontinentem, ligurská mobilní zóna mezi blokem korsicko-sardinským a apulskou deskou (Apeniny), penninská mobilní zóna mezi apulským blokem a severoevropským kontinentem (Alpy, část Karpat) a vardarská mobilní zóna (meliatský oceán) mezi severoevropským kontinentem a deskami apulskou, anatolskou a rodopskou (karpatsko-balkánský oblouk).

Pro utváření středoevropských a východoevropských alpid měly rozhodující vliv **pohyby apulské desky**. Tato deska byla původně součástí severoevropského a afrického kontinentu, které byly spojeny během variské orogeneze. Rozevírání druhohorní Tethydy postupovalo od východu na západ a během spodního triasu vedlo k vytvoření **oceánské oblasti vardarské**, která na území Západních Karpat zasahovala tzv. **meliatským oceánem**. Během jury docházelo k vrásnění v oblasti vardarské zóny a meliatský oceán se uzavírá. Tethys se rozevívá dále na západ, odděluje se apulská deska a vzniká **penninský a ligurský oceán**. Od svrchní křídvy severovergentní pohyb Afriky vedl ke kolizi apulské desky se severoevropským kontinentem. Během svrchní křídvy a terciéru se sedimentační prostor zkrátil na jednu desetinu a došlo k vyvrásnění Alp a Karpat. Jak Alpy tak Karpaty mají tvar dvojsměrného asymetrického vějíře, většina příkrovů je sunuta na sever, menší část potom na jih. Rozhraní

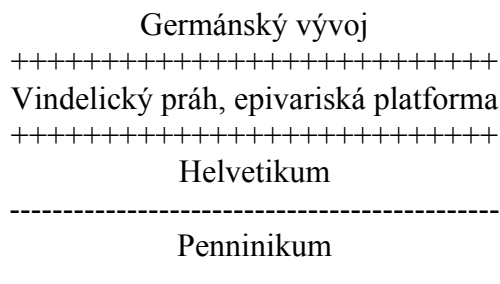


Obr. 73. Hlavní sedimentárně - tektonické jednotky Alp a jejich původ. Legenda: a - tethydní oceánské horniny, b - deformované horniny okraje evropského kontinentu, c - deformované horniny okraje afrického kontinentu, d - evropská platforma, e - africká platforma, molasové pánve, g - periadriatická linie, h - hlavní násunové linie. Upraveno podle Rogers (1994).

mezi těmito dvěma vergencemi tvoří významná tektonická linie **alpsko-dinarská jizva**. Do tohoto prostoru, často doprovázeného výskyty **ofiolitů**, je kladena kořenová zóna velké části alpských příkrovů.

2.5.4.2.2. ALPY

Alpy začínají u Janova a pokračují obloukovitě k severovýchodu. Ukončeny jsou v oblasti jižní Moravy a jihozápadního Slovenska, kde tvoří podloží části vídeňské pánve a zasahují geologicky i do oblasti Malých Karpat. Zatímco výrazné terciérní deformace se projeví v oblasti Karpat pouze v externidách, v Alpách došlo během terciérních etap vrásnění k přesunutí centralid přes pásmo externid. Schematicky lze pozici domén v severojižním směru znázornit takto:



Austridy (Ostalpin), apulská deska

Südalpin (jižní Alpy)

Geograficky se Alpy dělí na **Západní Alpy** sahající od Janovského zálivu až k linii probíhající od jezera Lago di Como na sever k hornímu toku Rýna a **Východní** sahající až pod vídeňskou pánev. Na jihu jsou odděleny alpsko-dinarskou jizvou od **Jižních Alp**, které mají opačnou vergenci vrásnění. Někteří autoři do jižních Alp řadí kromě Karnských, Julských a Savojských Alp a Dolomitů i jižněvergentní dinaridy na Balkánském poloostrově.

Západní Alpy

Západní Alpy jsou charakterizovány hlavně přítomností jednotek helvetid a penninika, austridy jsou zastoupeny pouze jedním příkrovem. **Helvetidy**, které představují nejsevernější sedimentační zónu, jsou tvořeny obecně horninami vzniklými v prostředí šelfu představujícími obal tzv. vnějších krystalinických masivů Alp hercynského stáří. K nim patří např. i masiv **Mont Blanc**. Ve francouzské části Alp mají jednoduchou stavbu, ve švýcarské části Alp tvoří vrásové příkrovy. V triasu byl sedimentační prostor helvetid v západních Alpách ještě součástí nemobilizované epivariské platformy v germánském vývoji. Ze sedimentačního prostoru na rozhraní helvetid a penninika a z penninika byly na vzdálenost řádově desítky kilometrů nasunuty na terciérní molasovou výplň alpské předhlubně **příkrovy Předalp**. Tvoří je se celkem pět superficiálních příkrovů, z nichž nejmohutnější je příkrov středních Předalp.

Na helvetikum je jako celek nasunuto **penninikum**, jehož sedimentační prostor byl situován jižně od helvetika. Penninikum má složitou příkrovovou stavbu, jsou v něm zabudovány i **příkrovy fundamentu**, které obsahují krystalinikum vnitřních krystalinických masivů Alp. Dělí se na tři subzóny - valaiskou, brianconskou a piedmontskou. V původní konfiguraci bylo součástí dvou pánví, valaiské a jižněji položené oceánské pánve piedmontské, které byly odděleny elevací briansonského práhu.

Sedimenty triasu jsou v penniniku zastoupené pouze vzácně. V severní části (valaiská a brianconská subzóna) má sedimentace triasu ještě řadu rysů shodných s germánským vývojem. Ve vnitřní části sedimentačního prostoru penninika pak převládá alpský vývoj triasu s převahou karbonátového vývoje. **Extenze během jury** diferencovala i sedimentační oblast helvetika na zóny s pánevním vývojem (břidlice, radiolarity, ofiolity) a mělkovodním vývojem (vápence). V nejvyšší křídě pozorujeme nástup flyšové sedimentace. Patrná je polarita geosynklinály, tj. přemístování flyše a horotvorných procesů na vnější stranu orogenu.

Austridy jsou v oblasti Západních Alp zastoupené jedinou tektonickou troskou, příkrovem Dent Blanche, který je spolu s krystalinikem apulské desky vytvářejícím masiv **Matterhornu** nasunutý na penninikum. Schematicky můžeme tektonicko-sedimentární jednotky Západních Alp řadit následovně:

Alpská předhlubeň

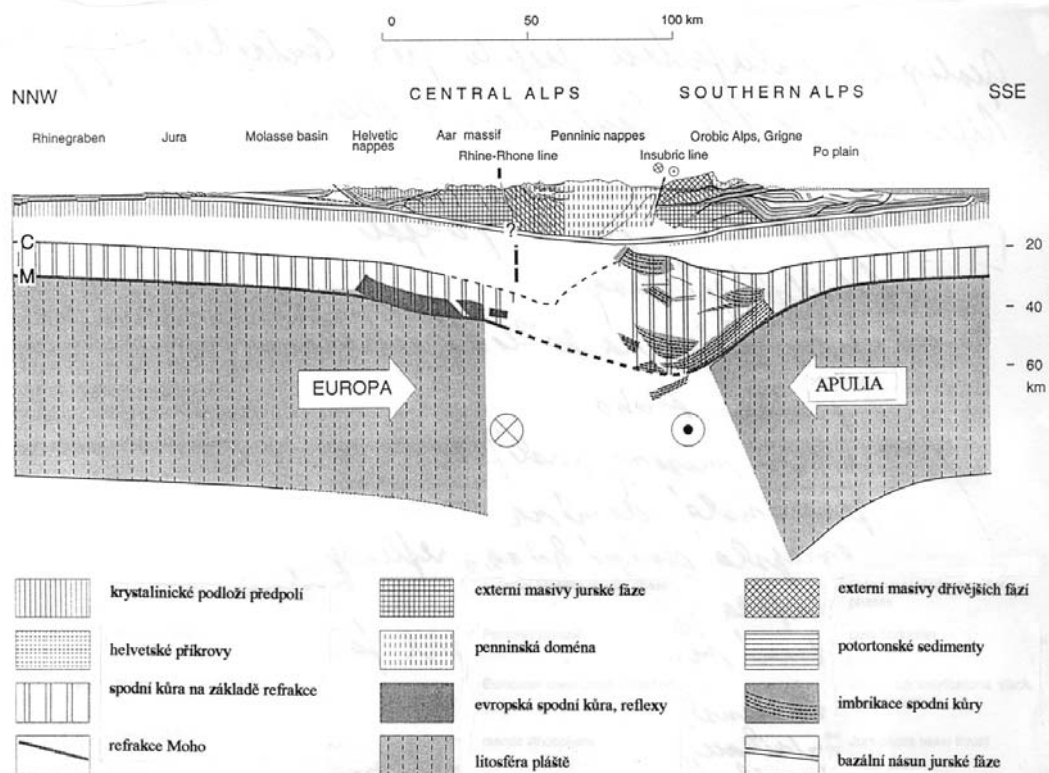
Předalpy

Helvetikum

Penninikum

Austridy

Jižní Alpy



Obr. 74. Geologická interpretace profilu přes Centrální Alpy. Upraveno podle Laubscher (1994).

Východní Alpy

Východní Alpy se od západních liší výrazně odlišným zastoupením tektonicko-sedimentárních jednotek. Hlavní masu příkrovů tvoří ostalpin (austridy), penninikum je zastoupeno pouze ve třech tektonických oknech - Engadin, Vysoké Taury a wechsellské okno u Vídně. Helvetikum vystupuje pouze sporadicky v úzkém pásu tektonických oken v podloží východoalpínské flyšové zóny, který přechází k východu do grestenského bradlového pásma. V něm helvetikum a ultrahelvetikum vytvářejí šupiny vytlačené z podloží, které připomínají tektonickým stylem karpatské bradlové pásmo. Plošné zastoupení východoalpínské flyšové zóny se výrazně zvětšuje u Vídně, kde se objevují i první šupiny pieninského bradlového pásma, které představuje reliktní oceánu penninika v karpatské oblasti.

Ostalpin (austridy) východních Alp jsou diferencovány do tří dílčích jednotek. Nejseverněji se ukládaly sedimentační soubory unterostalpinu, na jih od nich mittelostalpinu a nejjihněji oberostalpinu. **Unterostalpin** byl sunut na nejmenší vzdálenosti a je nasunut na penninikum. Na něj je nasunut **mittelostalpin**, tvořený centrálněalpiským krystalinikem a denudačními zbytky metamorfovaného mesozoika. Největší plošné rozšíření má **oberostalpin**, jehož sedimentační prostor sousedil původně se sedimentačním prostorem Jižních Alp. Tvoří ho soustava superficiálních příkrovů, ve kterých jsou kromě převládajícího mesozoika zastoupeny i paleozoické sedimenty (Grauwackenzone, grazské a gurktalské paleozoikum). Hlavní výskyty jsou v Severních Vápencových Alpách. Nejspodněji leží soubor příkrovů **bajuvarika**, výše pak příkrovy **tirolika** a nejvýše **juvarika (hallštatský a**

dachsteinský příkrov). Příkrovy oberostalpinu byly nasunuty až na paleogenní flyš. V tom spočívá hlavní odlišnost východních Alp od Západních Karpat. Východní Alpy byly vyvrásněny během svrchnokřídového vrásnění a během terciérních pohybů byly jejich centralidy přesunuty přes externidy až do blízkosti Českého masivu. Zasahují až na naše území do podloží vídeňské pánve.

Nejvíce jsou zastoupeny **sedimenty triasu**. Helvetikum má ráz germánského vývoje a jeho sedimentační prostor nebyl ještě začleněn do mobilní alpinské oblasti. Ve vnějších jednotkách penninika je rovněž ještě řada rysů shodných s germánským vývojem, ve vnitřních zónách se pak již trias podobá triasu ostalpinu, kde je typický vývoj triasové alpidní sedimentace s převahou karbonátových facií. Pro spodní část triasu je v celých Alpách i Karpatech charakteristická přítomnost klastických facií a v nadloží tmavých kalových **guttensteinských vápenců**. Postupně se poměrně uniformní sedimentační prostor diferencuje na oblasti pánevní a mělkovodní, což je spojeno s výrazným faciálním rozrůzněním. **Během jury** podobně jako v Západních Alpách dochází k další výrazné diferenciaci sedimentačního prostoru. V tektonických oknech penninika jsou zastoupeny pánevní facie a ofiolity. V austridech se sedimentační prostor diferencoval na oblasti s pánevní a mělkovodní sedimentací. Tento vývoj trval až **do svrchní křídý**, kdy se laterálně začal zastupovat **s flyšovými faciemi** indikujícími již nástup subdukce v penninském oceánu. Během turonu byla sedimentace ukončena celý oberostalpin vyzdvižen a přesunut z oblasti alpské jizvy k severu téměř až do dnešní pozice. V senonu došlo k jeho poklesu a transgresi moře. Ukládají se klastické marinní i kontinentální facie posttektonické křídý označované jako **gossauská skupina**.

V severní okrajové zóně východních Alp se setkáváme s faciemi **rhenodanubského** flyše (Wienerwald), představujícího pokračování karpatského flyšového pásma. Rhenodanubský flyš končí na tzv. salcburské linii, kde se noří pod flyšové facie penninika. V jeho předpolí se potom ukládaly facie **helvetika**. Zde jsou známy svrchnokřídové pelagické červené slínovce Buntmergelserie.

2.5.4.2.3. ZÁPADNÍ KARPATY

2.5.4.2.3.1. Zonální členění Západních Karpat

Západní geografickou hranici Západních Karpat s Východními Alpami tvoří Děvínská brána, východní hranici pak údolí řeky Uh.

Externidy (vnější Západní Karpaty) představují neoalpinsky oblouk, do něhož patří karpatská předhlubeň, flyšové pásmo a bradlové pásmo. Flyšové pásmo tvoří dvě základní jednotky - vnější krosněnská skupina příkrovů a vnitřní magurská skupina příkrovů. V rámci vnější krosněnské zóny se vyčleňují dílčí jednotky pouzdřanská, ždánicko-podslezská a slezská (viz obr. 79). V **internidách** můžeme vyčlenit paleoalpinsky zvrásněné centrální Západní Karpaty a kimersky zvrásněné vnitřní Západní Karpaty. V jejich rámci můžeme rozlišit tři **příkrovy fundamentu** - tatrikum, veporikum a gemerikum. Veporikum je nasunutě na tatrikum podél linie čertovické a gemerikum na veporikum podél linie lubenicko-margecanské. Součástí příkrovů fundamentu jsou vedle krystalinika staropaleozoické sekvence metamorfované během variské orogeneze a svrchnopaleozoické a mesozoické obalové jednotky. Vedle příkrovů fundamentu jsou pro internidy charakteristické rovněž superficiální **subtatranské příkrovy** tvořené převážně mesozoickými sedimenty, přesunutými ve svrchním turonu. Vnitřní Západní Karpaty vyznačující se přítomností oceánské kůry (meliatské pásmo) a ztenčené kontinentální kůry (pásmo bükku) byly zvrásněny během starokimerské a mladokimerské fáze.

EXTERNIDY	Vnější Západní Karpaty	1. Karpatská předhlubeň	
		2. Flyšové pásmo	vnější krosněnská skupina př. vnitřní magurská skupina př.
		3. Bradlové pásmo	czorsztynská jednotka kysucko-pieninská jednotka
INTERNIDY	Centrální Západní Karpaty	4. Příbradlové pásmo	klapská jednotka manínská jednotka
		5. Pásmo jaderných pohoří	tatrikum subtatranské příkrovy
		6. Veporské pásmo	veporikum chočský a muráňský příkrov
		7. Gemerské pásmo	gemerikum silický příkrov
	Vnitřní Západní Karpaty	8. Meliatské pásmo	
		9. Pásmo Bükku	

Obr. 75. Geologické členění Západních Karpat, upraveno podle Kováč et al. (1993).

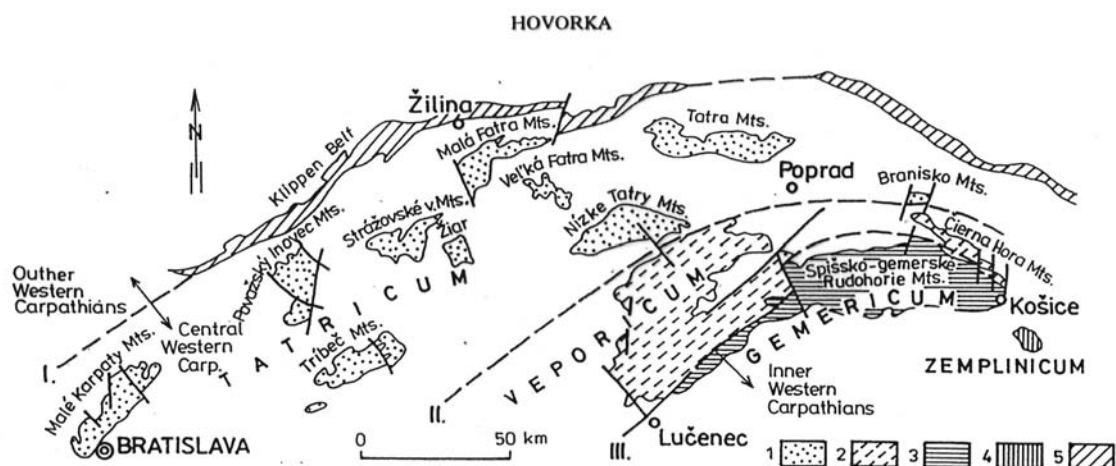
Centrální Karpaty

Příbradlové pásmo centrálních Karpat se považuje za zbytek sedimentačního prostoru oceánu **vahika**.

Do pásma **jaderných pohoří** patří Malé Karpaty, Považský Inovec, Tríbeč, Žiar, Stražovské vrchy, Malá a Velká Fatra, Vysoké Tatry, Branisko a část Nízkých Tater. **Tatrikum** je tvořeno krystalinikem a jeho paleozoickým a mesozoickým obalem. Na ně jsou nasunuty **superficiální subtatranské příkrovy**. **Spodní subtatranské příkrovy** (fatrikum) byly sunuty na nejmenší vzdálenosti a jejich sedimentační prostor můžeme předpokládat v sedimentační pánvi mezi tatrikem a veporikem. Na bázi těchto příkrovů leží fragmenty vysokého příkrovu, především je však zastoupen križňanský příkrov (fatrikum). Skupina **středních subtatranských příkrovů** (hronikum) je tvořena spodním štúreckým příkrovem, a nadložním chočským příkrovem, kterým je hronikum zastoupeno ve většině jaderných pohoří. Kořenová zóna těchto příkrovů se předpokládá v sedimentačním prostoru mezi veporikem a gemerikem. Skupina **svrchních subtatranských příkrovů** (silicikum) je reprezentována strážovským příkrovem, jehož sedimentační prostor se předpokládá mezi veporikem a gemerikem na jih od sedimentačního prostoru chočského příkrovu nebo v sedimentační oblasti na jih od gemerika.

Veporské pásmo je tvořeno východní částí Nízkých Tater (východně od linie Čertovice), Veporskými vrchy, jižní částí Braniska a Čiernou Horou. Zde jsou zastoupeny hlavně obalové jednotky a tektonicky zešupinatělé krystalinikum, které je jako celek podél linie Čertovice nasunuto na tatrikum. Na **veporiku** leží trosky chočského a muráňského příkrovu. Horniny muráňského příkrovu se ukládaly původně v oblasti mezi gemerikem a veporikem a proto je tento příkrov řazen rovněž do silicika.

Hlavní část **gemerského pásma**, **gemerikum**, je tvořeno slabě metamorfovaným starším paleozoikem lemovaným mladším nemetamorfovaným paleozoikem. Na gemeriku spočívá



Obr. 76. Schematická mapka Západních Karpat. Legenda: 1 - předkarbonské komplexy tatrika, 2 - předkarbonské komplexy veporika, 3 - předkarbonské komplexy gemerika, 4 - předkarbonské komplexy zemplanika, 5 - bradlové pásmo, 6 - zlomy, I. - peripieninský lineament, II. - čertovická línie, III. - lubenicko - margecanská línie. Podle Hovorky.

příkrov silicika, budující téměř celý Slovenský Kras. Názory na kořenovou zónu silického příkrovu nejsou jednotné, někteří autoři se domnívají, že se ukládal při severním okraji gemerika v sedimentační pánvi mezi gemerikem a veporikem a že na rozdíl od ostatních tatranských příkrovů má jižní vergenci. Podle jiných autorů se ukládal při jižním okraji gemerika.

Vnitřní Karpaty

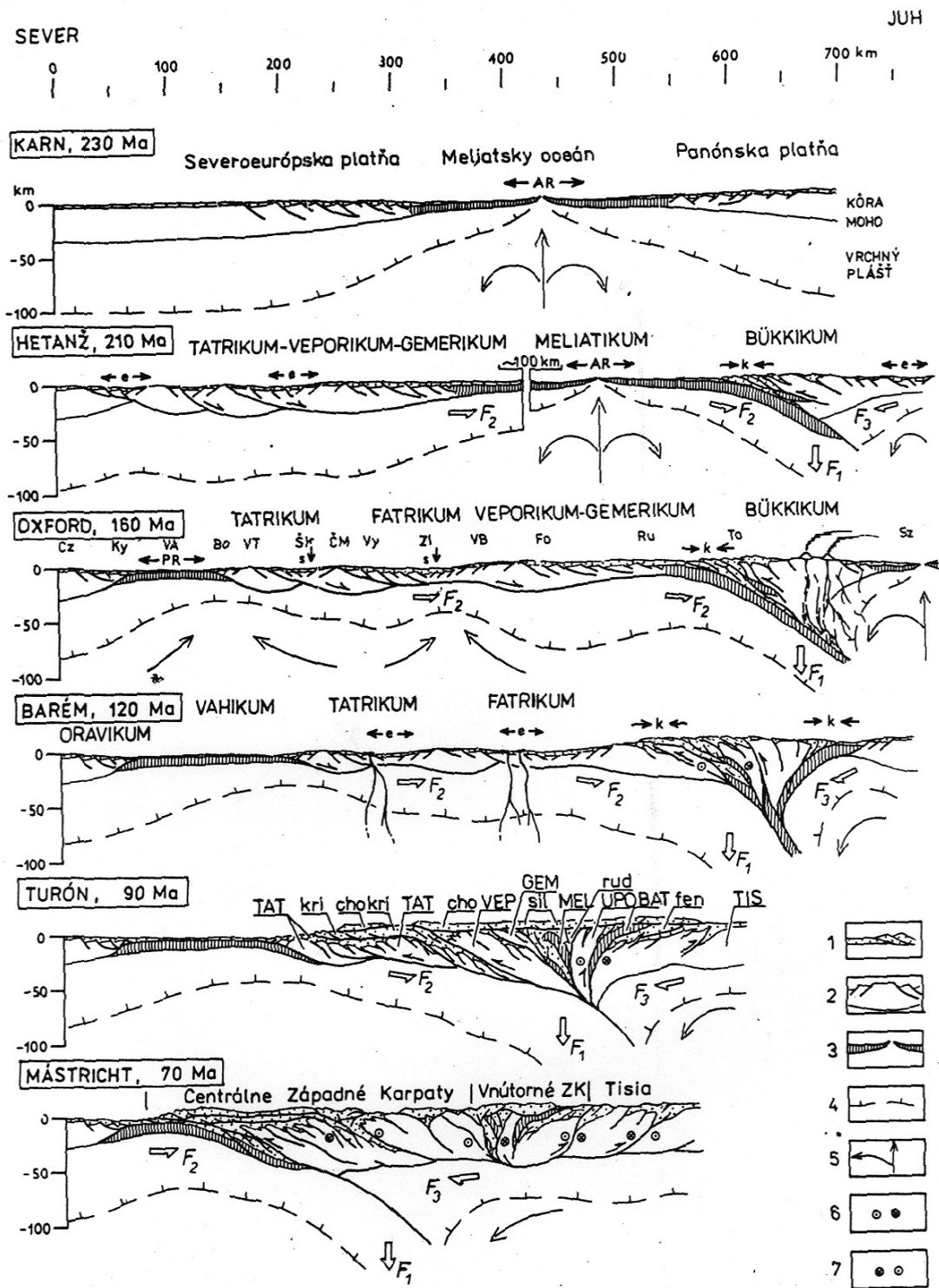
V **meliatském pásmu** se v tektonických oknech zpod silického příkrovu vynořuje metamorfovaný sled svrchního paleozoika, triasu a jury meliatské jednotky představující **tektonickou melanž subdukčního komplexu** meliatského oceánu. Tento komplex subdukoval pod bükkikum.

Pásmo Bükku je zastoupeno soubory částečně metamorfovaného mesozoika a podložního nemetamorfovaného paleozoika. Faciálně navazuje na meliatskou jednotku a jeho mesozoické i paleozoické soubory mají společné rysy i s dinaridním vývojem. Ležel na okraji panonského bloku, který podle některých autorů představuje pokračování anatolského bloku, podle jiných představoval samostatný mikrokontinent, který byl k během alpinské orogeneze přičleněn k apulské desce.

2.5.4.2.3.2. Internidy

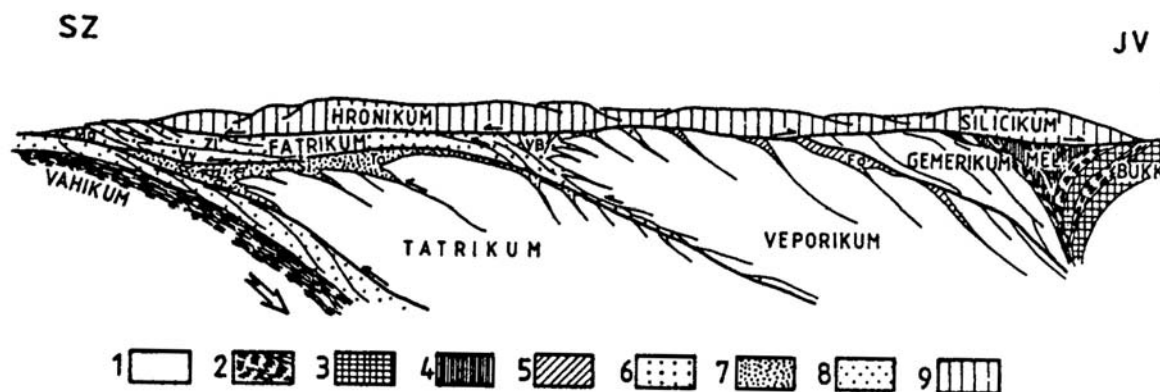
Trias

Zonalita triasových sedimentů s rostoucím mořským vlivem směrem na jih indikuje nezávislou pozici centrálně karpatského segmentu (součást apulské desky) a vnějších Karpat během paleoalpinského vývoje řízeného levostranným stříhem mezi nimi. **Centrálně karpatský blok** byl původně situován na jihozápad od Českého masivu a **vnější Karpaty** představující patrně pokračování brunovistulika tvořily východní pokračování tohoto šelfu, který v triasu sousedil s meliatským oceánem. **Spodní trias** (scyth) představuje humidní období charakterizované rozsáhlým transportem klastického materiálu z vindelické pevniny



Obr. 77. Paleotektonický model vývoje Západných Karpát během mesozoika (podle Kováč et al., 1993).

na severu. Během anisu došlo k mořské transgresi a po zbývající část triasu sedimentovaly mocné soubory neritických karbonátů. Při jižním okraji lemovaném meliatskou oceánskou pánví, která představoval relikť paleozoického oceánu, se rozvíjely i biohermy. Diferenciace aniské karbonátové platformy byla spojena s oddělováním alpsko-karpatského šelfového



Obr. 78 Schéma příkrokové stavby Centrálních a Vnitřních Karpat (podle Kováč et al. 1993).

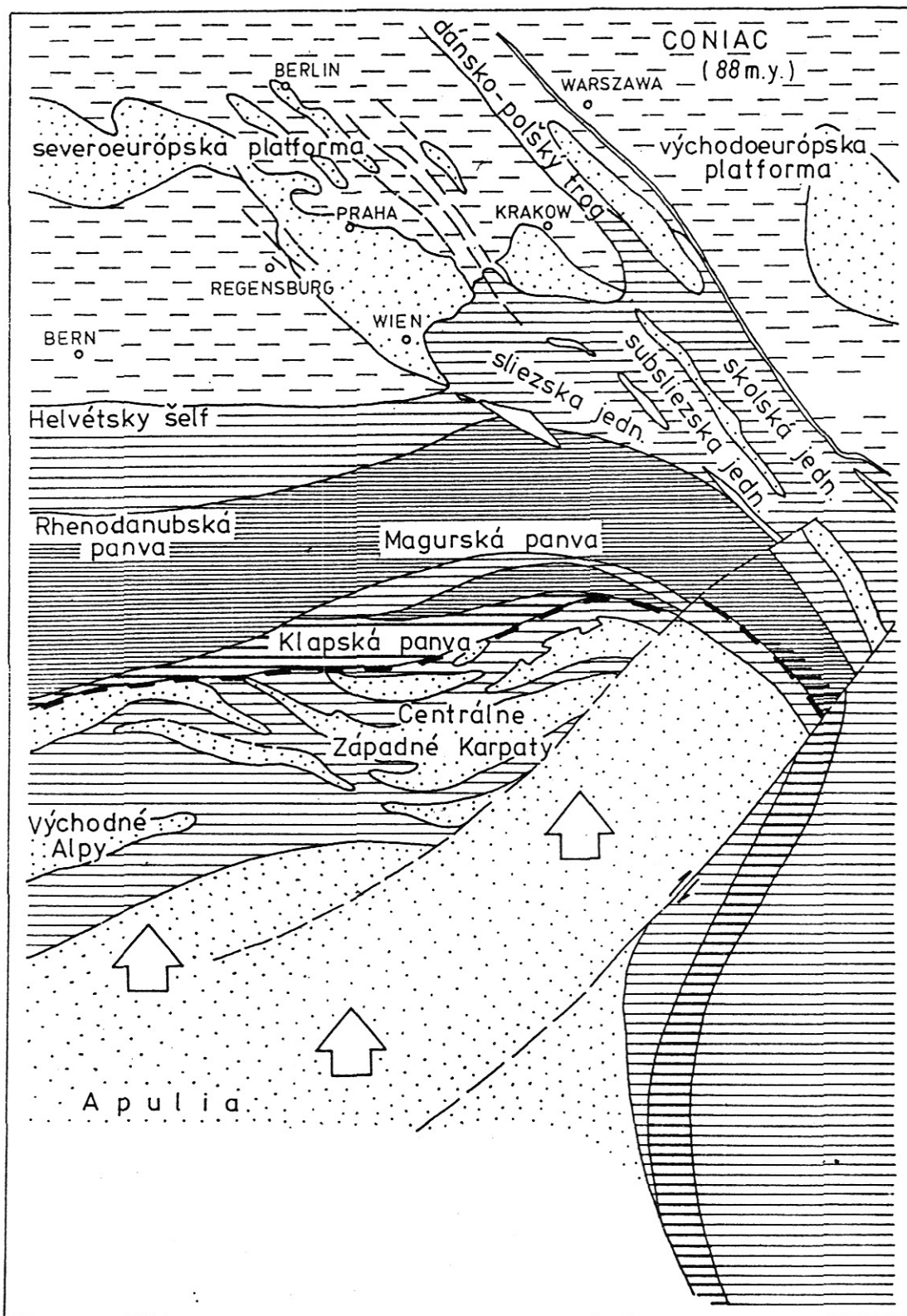
fragmentu od stabilní severoevropské platformy (právě tak jako Apulie od Afriky) a jeho pohybem na jihovýchod. Ve **spodním carnu** se aridní podnebí změnilo na humidnější, což se projevilo zvýšeným transportem terigenního materiálu lunzských vrstev, které zarovnalý relief tím, že vyplnily hluboké deprese v pánvích a ukončily tak vývoj starokimerských tenzních pánví. Ve **svrchním triasu** se obnovilo aridní klima a na rozlehlé plattformě se ukládaly karbonáty, které směrem do vnitrozemí přecházely do facií karpatského keuperu. V meliatském sedimentačním prostoru pokračovala pánevní sedimentace.

Starokimerské deformace v jihovýchodní Evropě vedly v oblasti centrálních Karpat na konci triasu k regresi. Na rozhraní triasu a jury **levostranný stříh** oddělil alpsko-karpatský (apulský) mikrokontinent od evropského šelfu. Na jihozápadním aktivním okraji východoevropské desky docházelo k subdukci paleotethydní oceánské kůry (starokimerské deformace). Projevy konvergence jsou známy i na jižním okraji meliatského oceánu, kde je již v nejvyšším triasu zaznamenána přítomnost olistostromových a flyšových sedimentů.

Jura-spodní křída

Během jury vedl oceánský spreading v ligurské a později v jihopenninské oblasti k vytvoření nové oceánské pánve, která ve spodní křídě dosáhla šířky až 1000 km. Za východní pokračování jihopenninského oceánu je považován **oceán vahika**, jehož existenci naznačují peridotity a serpentinity na východním Slovensku a západní Ukrajině. Heterogenní natahování epivariské kontinentální kůry vedlo na rozhraní triasu a jury rovněž k zakládání nových tenzních pánví i v alpsko-karpatské oblasti a na pasívním okraji severoevropské platformy. Opět pozorujeme v alpsko-karpatském segmentu rozpad karbonátové platformy na **oblasti pánevní** (s radiolarity) a **mělkovodní** (kordilerové) sedimentace. Zahlubují se **tři základní halfgrabenové pánve** - pánev vahika (později oceánská) na severu, intratatrická šiprúňská pánev, jejíž facie tvoří většinu tatrika, a zliechovská pánev ve fatriku. Vyvíjely se na ztenčené a značně rozbité kontinentální kůře. Během malmu došlo k určitému faciálnímu vyrovnání a facie břidlic s radiolarity byly nahrazeny z velké části pelagickými vápenci, které měly značné plošné rošíření. Hojné jsou zejména kalpionelové vápence. V oblasti **meliatského oceánu** se během spodní a střední jury vyskytovaly ještě facie hlubokovodních břidlic a radiolaritů, které se směrem na jih zastupovaly s typickými **faciemi flyše** a subdukční melanže. Zvláště posledně jmenované již dokumentují **uzavírání zbytkové meliatské pánve** ve svrchní juře, které bylo dokončeno mladokimerskou fází. Ta způsobila také složitou příkroovou stavbu. S těmito procesy mohlo souviset i přesouvání silického gravitačního příkroového systému.

Mladokimerská fáze byla vyvolána východovergentním posunem jednotlivých desek v alpsko-karpatské oblasti a jejich konvergencí s rodopsko-srbsko-marmarošským



Obr. 79. Paleogeografické schéma strednej Evropy během senonu (podle Kov et al., 1993).

mikrokontinentem, při níž došlo k uzavření paleotethydního oceánu. Současně probíhal **šikmý rifting** v penninské pánvi, který vyvrcholil ve spodní křídě. Byl doprovázen výlevy bazických láv svrchnoplášťového původu.

Spodní-svrchní křída

Během spodní křídý se směr pohybu Afriky a mikrokontinentů v mediteránním prostoru změnil na severní. První účinky se v karpatských internidách objevily již v hauterivu a jsou doloženy zvýšenou tvorbou turbiditů. **Komprese** zvýraznila morfologické elevace a karbonátová sedimentace byla postupně nahrazována faciemi slinitých břidlic, které v albu zcela převládly. Během aptu kompresní orogenetické pásmo dosáhlo až k jižnímu okraji zliechovské pánve. Předpolí podsunující se zóny v oblasti fatrika a tatrika postupně poklesávaly a vytvářely deprese zaplňované **preorogenetickým flyšem** klapsko-porubské pánve, do níž byl snášen materiál z rychle se zdvihající veporské domény. Zkracování prostoru a nasouvání pokračovalo ve svrchní křídě (turon a coniac). Podstatná část tatrika byla pokryta **superficiálním systémem příkrovů** fatrika, hronika a silicika. Postupné rychlé sunutí čelních elementů križňanské skupiny příkrovů přes jihotatrickou vyvýšeninu mělo za následek oddělení jednotlivých tektonických jednotek a jejich nezávislé gravitační sklouzávání do tatrického předpolí. První odlepení postihlo mocné hřbetní komplexy klapské jednotky, druhé především manínskou jednotku, které se tak během svrchního turonu staly částí předtatrické zóny. Po přesunutí križňanské skupiny příkrovů následovalo sklouzávání gravitačních příkrovů hronika a silicika. Nástup komprese a zkrácení má v Západních Karpatech všechny znaky **orogenetické polarity**, tj. postupnou progradaci (laterální postup) osy sedimentace, následné deformace a příkrovové zkrácení směrem od zázemí (vnitřní Karpaty) do předpolí (vnější Karpaty). V siliciku byla sedimentace ukončena v tithonu, směrem k severu pak postupně v mladších obdobích a v nejsevernějším tatriku končila až ve spodním turonu.

Gossauská potektonická křída

Po přesunutí subtatranských příkrovů se značná část západních Karpat stala souší. Transgrese senonského moře postihla jen jejich malou část. Pouze v některých depresích, zvláště pak přihradlového pásma, a v severní části Malých Karpat se diskordantně ukládaly na starších křídových sedimentech facie **gossauské skupiny**, charakterizované střídáním sladkovodních, brakických a marinních facií.

Shrnutí

Mesozoickou evoluci centrálních Karpat můžeme rozdělit do následujících etap:

- 1) Předriftinové období v triasu, platformní šelf
- 2) Období extenze a riftingu (jura-spodní křída, apt) doprovázené vznikem halfgrabenů a postupným prohlubováním.
- 3) Střednokřídové období flexurální subsidence před postupujícím orogenetickým klínem zaznamenané ve flyšové sedimentaci.
- 4) Další zkrácení a sunutí příkrovů ve svrchním turonu, pravostranná transprese (ztlačení) a zpětné nasouvání v senonu.

Západní Karpaty tak představují „nevyvinuté Alpy“. Jejich základní geotektonický vývoj v podstatě skončil na hranici mesozoika a terciéru a později už nedošlo k žádnému významnějšímu horizontálnímu zkrácení v oblasti mezi internidami a externidami.

2.5.4.2.3.3. Externidy (Vnější Západní Karpaty)

2.5.4.2.3.3.1. Bradlové pásmo

Bradlové pásmo představuje složitě **deformovanou zónu** tvořenou bloky a šupinami jursko-křídových vápenců („bradla“) obklopenou měkkými středno-svrchnokřídovými slínovcovými a flyšovými souvrstvími. Dílčí pánev kysucko-pieninské jednotky situovaná na ztenčené kontinentální kůře sousedila na jihu s oceánem vahika a na severu přecházela do mělčích facií czorsztynské jednotky oddělujících sedimentačním prostorem jednotky magurské. Hlavní **výskyty triasu** leží v podloží jury. Triasová bradla vycházejí na povrch pouze na několika místech. V bradlovém pásmu jsou hlavně zastoupeny **sedimenty jury a křídý**. Transtenzní pohyby spojené s oddělováním apulské desky od severoevropské desky se projeví i výrazným prohloubením kysucko-pieninské jednotky.

Czorsztynská jednotka reprezentuje kordilerový vývoj, v němž převažují facie karbonátů. V senonu však už nastupuje flyšová sedimentace, která se laterálně zastupuje s pánevními faciemi slínů.

Na bázi **kysucko - pieninské jednotky** jsou zastoupeny mělkovodní facie grestenského souvrství. Po jeho uložení se sedimentační prostor výrazně prohlubuje a převládají pánevní facie v pelitickém a vápencovém vývoji i facie radiolaritů. V nejvyšší juře dochází opět k určitému faciálnímu vyrovnání a sedimentují červené hlíznaté vápence a slínité vápence s rohovci. V neokomu pokračuje ukládání facií typu biancone (kalové vápence s kalpionelami), v aptu a ve střední části křídý sedimentace slínů. V turonu nastupuje flyšová a flyšoidní sedimentace, která zcela převládla.

Sedimenty bradlového pásma se ukládaly mezi okrajem epivariské platformy reprezentovaným Českým masivem a apulskou deskou. Předpokládá se, že šířka jejich sedimentačního prostoru v době jurské až **spodnokřídové extenze** dosáhla asi 600 km. Během vrásnění v křídě byla redukována **více než na desetinu**, dnes obnáší pouhých 20 km. Ke změně na aktivní tektonický režim spojený se subdukcí kůry **vahického oceánu** pod tatrikum došlo ve svrchní křídě. V senonu byly jurské až křídové komplexy kysucko-pieninské a později i czorsztynské jednotky odlepeny od podloží a zahrnuté do soustavy šupin před čelem akrečního klínu příbradlové zóny. Během laramijské fáze (senon-paleocén) a částečně i později v oligocénu až spodním miocénu došlo k pravostrannému posunutí směrem k severu a současnému částečnému přesunutí centralid přes bradlové pásmo, které tím získalo velmi komplikovanou tektonickou stavbu.

2.5.4.2.3.3.2. Flyšové pásmo

Flyšové pásmo představuje složitý komplex příkrovů, které byly na konci paleogénu a v miocénu přesunuty na kratogenní předpolí. Ve flyšovém pásmu lze vydělit vnitřní skupinu příkrovů, magurskou, budující Chřiby, Hostýnské vrchy, Vizovickou vrchovinu, Javorníky a Bílé Karpaty a vnější krosněnskou někdy také označovanou jako menilito-krosněnskou, budující Pavlovské vrchy, Ždánický les, Podbeskydskou pahorkatinu a Moravsko-slezské Beskydy. Sedimentace v prostoru flyšového pásma **začala zřejmě v triasu**. Pelagické triasové horniny v terciérních exotických slepencích vnějšího i vnitřního flyšového pásma nasvědčují již triasovým extenzním tendencím, jejichž výsledkem bylo moře s mělčími i hlubšími dílčími pánevemi. Mnohem výraznější byly projevy **jurské extenze** vedoucí

k vytvoření několika dílčích pánví. Vznikají halfgrabenové pánve navzájem oddělené elevacemi hřbetů s mělkovodní sedimentací. Magurská pánev byla oddělována od sedimentačního prostoru bradlového pásma czorstynským hřbetem. Slezský hřbet ji odděloval od slezské sedimentační pánve omezené oproti ždánicko-podslezské pánvi bašským hřbetem.

2.5.4.2.3.3.2.1. Magurská skupina příkrovů

Vystupuje u Kyjova a Strážnice zpod neogénu vídeňské pánve, jejíž podloží z větší části tvoří. Lze ji rozdělit od severozápadu k jihovýchodu na jednotky **račanskou**, **bystrickou** a **bělokarpatskou**, které mají ráz dílčích na sebe od jihovýchodu nasunutých příkrovů. Plynulá sedimentace v původní sedimentační pánvi magurské skupiny začíná ve svrchní křídě a končí ve spodním oligocénu. Starší, tj. jurské a spodnokřídové horniny, jsou zde přítomny jen v podobě tektonických útržků a skluzových těles.

Jurské a spodnokřídové horniny vystupují v čele nebo poblíž čela magurského nasunutí. Bloky, olistolity a menší klasty mesozoických hornin např. v úpatní facii račanské jednotky jsou zastoupeny na Holém vrchu u Koryčan, Cetechovic a Lukovečka, Kurovic a u Lubné (lokalita Komíny).

Svrchní křída je nejlépe zastoupena v **bělokarpatské jednotce**. Převládají v ní většinou červeně a pestře zbarvené hemipelagity a pelagity slínovcové a jílovcové facie. V nejvyšší křídě již nastupuje i flyšová sedimentace. Bělokarpatská jednotka má v křídě i v **paleogénu** ještě často značnou podobnost s vývoji bradlového pásma. V **račanské jednotce** jsou nejstarší křídové sedimenty reprezentované flyšovými faciemi známými z hauterivu až cenomanu. Flyšový vývoj pokračuje až do paleogenu. V **bystrické jednotce** křídové sedimenty nejsou známy.

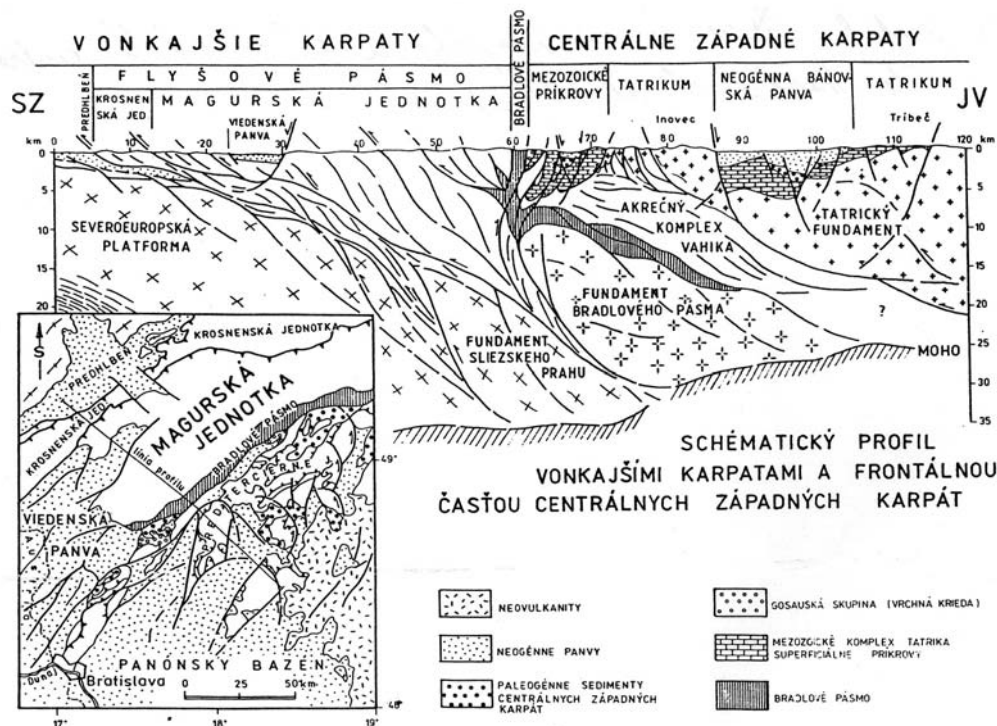
2.5.4.2.3.3.2.2. Vnější krosněnská skupina příkrovů

Její sedimentační prostor se vyvíjel v předpolí magurské pánve a byl zčásti již původně rozdělen na dílčí bazény, jejichž výplň byla synsedimentárními i pozdějšími horotvornými pochody separována do dílčích příkrovů. Tvoří je směrem k předpolí předmagurská a zdounecká jednotka (pro malý rozsah nejsou dále zmiňovány), především však slezská, podslezská, ždánická a pouzdřanská jednotka. Mesozoické horniny se ukládaly v **slezské, podslezské a ždánické jednotce**. **Pouzdržanská** jednotka je již strukturou čistě terciérní.

Slezská jednotka buduje především Podbeskydskou pahorkatinu a Moravskoslezské Beskydy. Je pro ni charakteristické převažující zastoupení křídových sedimentů a nižší podíl paleogénu. Představuje střížný bezkořený příkrov přesunutý na podslezský příkrov a autochtonní podklad. Značné rozčlenění původního sedimentačního prostoru a odlišné snosové oblasti se odrazily v silně diferencované sedimentární výplni. Vyčleňujeme v ní kelčský, bašský a godulský vývoj.

Kelčský vývoj je vázán na severozápadní okrajovou část slezské jednotky. Ve spodní křídě vykazuje sedimentace značnou podobnost s bašským vývojem, ve svrchní křídě má vysloveně flyšový ráz (střídání jílovců a pískovců).

Bašský vývoj je dnes prostorově omezen na Štramberskou pahorkatinu a ukládal se většinou na kontinentálním svahu. Nejstarší je štramberský vápenec (nejvyšší jura až spodní křída), který se velmi podobá ernstbrunskému vápenci ve ždánické jednotce. Představuje facii alodapických vápenců, úpatního vývoje slezské jednotky. Vystupuje v okolí Štramberka, Českého Těšína a Hukvald. Ve spodní křídě se vápencová sedimentace již laterálně zastupuje s flyšovou sedimentací **těšínsko-hradišťského souvrství**. Mladší **Bašské souvrství** je reprezentováno středně až hrubě rytmickým flyšem, střídáním pískovců, vápenců a jílovců s vložkami tmavých spongolitů a odpovídá lhoteckému souvrství godulského vývoje. **Palkovické souvrství** přecházející až do paleocénu reprezentují proximální turbidity a fluxoturbidity podmořského kužele progradujícího směrem do pánve.



Obr. 81. Schematický profil vnějšími Karpaty a čelní částí centrálních Karpat. Podle Kováč et al. (1993).

Godulský vývoj je nejmocnějším a nejrozšířenějším vývojem. Představuje vnitřní část výplně slezské pánve. Spodní těšínské vrstvy představují nejstarší člen (oxford-?berrias) a jsou tvořeny pelagity (jílovce). V tithonu jsou facie pelagitů reprezentované kalovými vápenci, které se směrem do pánve zastupují s kaciturbidity (těšínské vápence). Ve valanginu nastupuje flyšová sedimentace těšínsko-hradištského souvrství. Jsou na ně vázány produkty inerciálního vulkanismu, výlevy ultrabazických láv těšinitů a pikritů. Spodnoneokomská fauna amonitů je charakterizována přítomností boreálních prvků, což indikuje, že tudy probíhalo spojení tethydní oblasti s dánsko-polskou brázdou. V aptu je flyšová sedimentace přerušena ukládáním tmavých pelagických facií prokřemenělých jílovců (**veřovické vrstvy**) s amonity a otisky nejstarších krytosemenných rostlin. Spodnokřídový sedimentační cyklus završují tmavé pelity **lhoteckého souvrství**. Ukládaly se v redukčním prostředí nevětraného mořského dna a obsahují vložky pelosideritových rud těžených v minulém století. Austrijské horotvorné pohyby obnovují flyšovou sedimentaci. Nastupuje typický flyšový vývoj **godulského souvrství**, které vystupuje především na hlavních hřebenech Beskyd. Nejmladší křídové **istebňanské souvrství** je tvořeno hruběrytmickým flyšem lokálně s vyšším zastoupením jílovcových facií. Sedimentace pokračuje až do paleocénu. Godulský vývoj tvoří godulský příkrov a značnou část těšínského příkrovu. Bašský vývoj je zabudován do jihozápadní části těšínského příkrovu.

Podslezská jednotka je zastoupena především v Podbeskydské pahorkatině. Její sedimentační prostor se rozkládal v předpolí slezského bazénu a na jihu navazoval na prostor jednotky žďánické (obě jsou někdy spojovány do jedné jednotky žďánicko-podslezské), s níž sdílí řadu shodných litofaciálních rysů (jsou probrány níže). Sedimentace v podslezské jednotce začíná ve svrchní křídě a končí v oligocénu uložením menilitového souvrství. Svrchnokřídové sedimenty mají typický flyšový vývoj a tvoří **frýdecké souvrství**. Podslezská

jednotka představuje bazální jednotku vněkarpatských flyšových příkrovů nasunutou během štýrských pohybů pod tlakem slezské jednotky na miocénní sedimenty karpatské přehlubně.

Ždánická jednotka tvoří především Pavlovské vrchy a Ždánický les. Je charakteristická tím, že v jižní části obsahuje **tektonické útržky jurských a křídových hornin** (především vápenců) tvořících vrcholové partie Pavlovských vrchů a navazuje tak na jednotku waschbergskou v Rakousku. V těchto tektonických šupinách jsou zastoupeny hlavně svrchnojurské tmavé vápence klentnického souvrství a světlé ernstbrunnské vápence se zbytky svrchnokřídových jílovců klementsčých vrstev. Klentnické souvrství sloužilo jako plocha tektonického odlepení.

Do ždánické pánve se k jihovýchodu svažovala ernstbrunnská karbonátová platforma, kde můžeme patrně hledat zdrojovou oblast **ernstbrunnských vápenců** (tithon-hauteriv) představujících gravity, převážně velmi hrubozrnné brekcie ukládané při bázi svahu původní pánve. Ty ve své nejspodnější části laterálně přecházely do hemipelagitů (s vložkami kalciturbiditů) vyšší části **klentnického souvrství**. Sedimentace ernstbrunnských vápenců pokračovala až do spodní křída. Na ernstbrunnských vápencích spočívají transgresivně glaukonitické pískovce a vápnité jílovce **klementsčého souvrství**, které může být srovnáváno s platformním vývojem březenského souvrství české křídové pánve. Jsou v něm patrné úzké vztahy fauny k boreální provincii. Nadložní **pálavské souvrství**, zahrnuje šedé vápnité jílovce, které se ukládaly při hranici vnějšího šelfu a svrchního svahu během koniakku a maastrichtu. Hlubokovodní facie **podmenilitového souvrství** (pestré jílovce a břidlice s lokálními polohami pískovců a slepenců) se začaly ukládat v nejvyšší křídě ale jejich hlavní část náleží paleocénu a eocénu.

*** zde vložit obr. 80

2.5.5. SHRnutí

Rozpad Pangei, vznik současných kontinentů.

Alpínské vrásnění - v první etapě (trias-spodní křída) převaha divergentních pohybů desek, ve druhé etapě (svrchní křída) nástup konvergentních pohybů a hojná flyšová sedimentace.

Dominance mlžů v bentózní fauně, postupné přibývání recentních rodů.

Nové skupiny planktonu - foraminifery, vápnitý nanoplankton, rozsivky.

Velké rozšíření amonitů a kostnatých ryb (křída).

Velký rozvoj býložravých a masožravých dinosaurů.

První savci (trias) a ptáci (konec jury).

Nástup krytosemenných rostlin ve svrchní křídě - neofytikum.

Na konci druhohor velké vymírání.

2.6. KENOZOIKUM

Úsek zemské historie následující po mesozoiku je někdy označován jako novověk Země. Přesto, že pro něj termín kenozoikum vstoupil do literatury již v roce 1840, je členění na dva časově nesouměřitelné útvary, **terciér** (třetihory) a **kvartér** (čtvrthory), používanější a známější. Definice útvarů a oddělení je prakticky ustálená, členění na jednotky nižších řádů je však stále diskutováno. Nejednotně je rovněž pojímána hranice mezi pliocénem a pleistocénem.

*** zde vložit obr. 81

*** zde vložit obr. 82

2.6. KENOZOIKUM

Úsek zemské historie následující po mesozoiku je někdy označován jako novověk Země. Přesto, že pro něj termín kenozoikum vstoupil do literatury již v roce 1840, je členění na dva časově nesouměřitelné útvary, **terciér** (třetihory) a **kvartér** (čtvrtohory), používanější a známější. Definice útvarů a oddělení je prakticky ustálená, členění na jednotky nižších řádů je však stále diskutováno. Nejednotně je rovněž pojímána hranice mezi pliocénem a pleistocénem.

STÁŘÍ (Ma)	ERATEM	ÚTVAR		ODDĚLENÍ	STUPEŇ					
					mezinárodní	centrální Paratethys				
1,8	K E N O Z O I K U M	K V A R T É R		H O L O C É N						
				P L E I S T O C É N						
5,3		T E R C I É R		N E O G É N	P L I O C É N	svrchní	gelas piacenz	ruman		
						spodní	zancl	ďak		
M I O C É N					svrchní	messin	pont			
						torton	pannon			
					střední	serravall	sarmat			
						langh	baden			
					spodní	burdigal	karpát ottnang eggenburg			
						aquitan				
23,0					P A L E O G É N		O L I G O C É N	svrchní	chatt	eger
								spodní	rupel	kiscell
E O C É N		svrchní	priabon							
			barton							
		střední	lutet							
53,0		spodní	ypres							
		P A L E O C É N	svrchní	thanet						
spodní			dan							
65										

Obr. 82. Základní členění kenozoika.

2.6.1. TERCIÉR

2.6.1.1 ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ A CELKOVÁ CHARAKTERISTIKA

Rozsah terciéru (podle Arduinova označení sypkých, nezpevněných sedimentů v podhůří italských Alp „Montes tertiarii“ v r. 1760) a jeho členění na dílčí jednotky podává obr. 81. Spodní hranice terciéru je dána velmi ostře zmíněným vyměněním řady skupin v závěru křídy. V mořském prostředí se již nevyskytují z dírkovců globotrunkány, řada taxonů nanoplanktonu, z měkkýšů pak amoniti, inocerámi, pachyodonti, v suchozemském prostředí mizí dinosauři. Biostratigraficky leží tato hranice těsně při bázi zóny rozsahu Parvularugoglobigerina eugubina, která znamená nástup planktonních dírkovců terciéru rázu (64,97 Ma).

Odlišný vývoj a vzájemná izolace evropských terciéru pánví a častá endemicita faun koncem paleogénu a v neogénu má za následek odchýlné regionální stratigrafické stupnice těchto pánví. Jejich korelace s mezinárodním členěním není ještě ustálena. Západokarpatský terciér proto používá od oligocénu do konce neogénu regionální stupňové členění centrální Paratethydy, k níž v tomto období paleogeograficky náleží (viz dále).

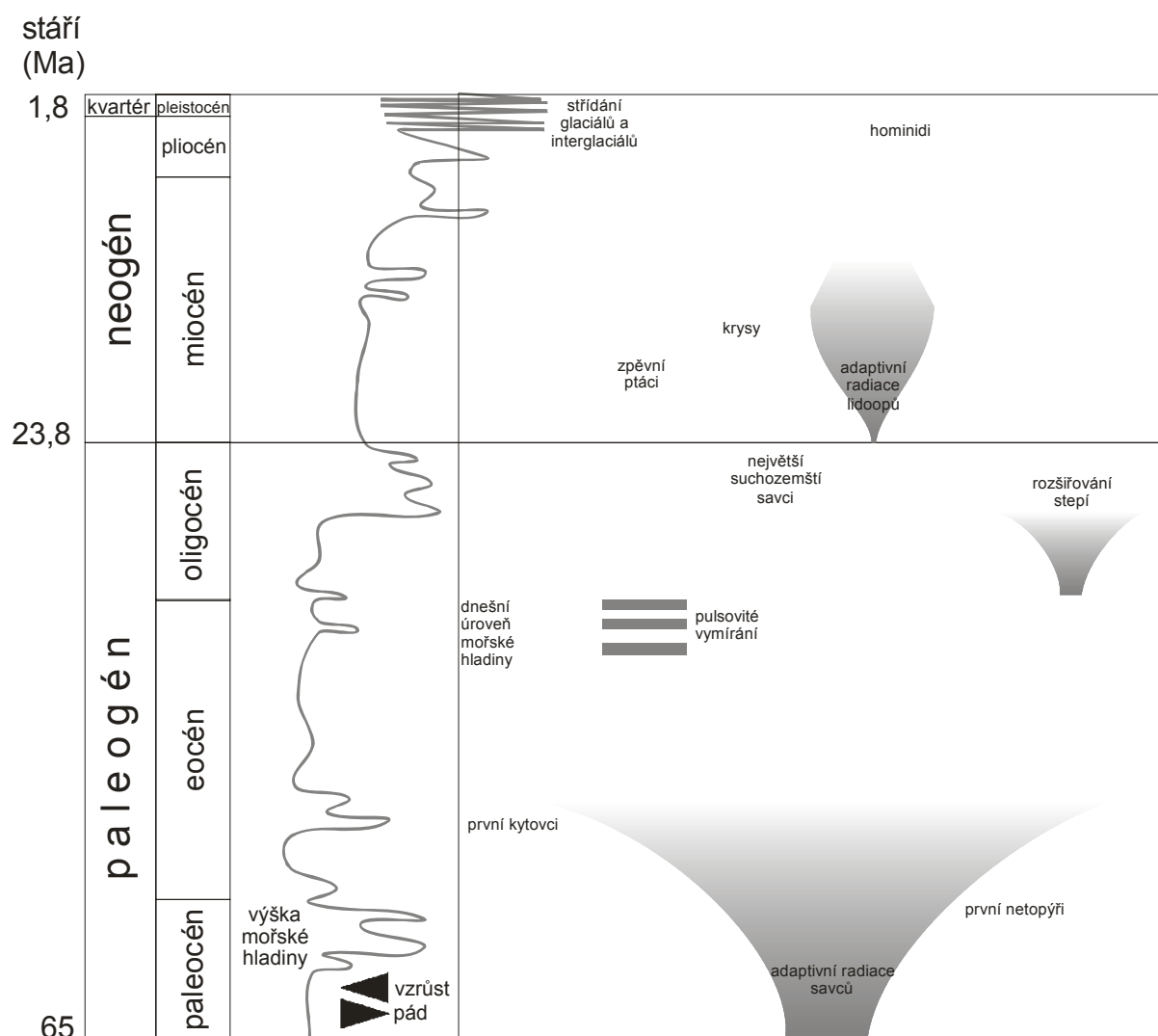
2.6.1.2. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONICKÉ PROCESY

Terciér představuje období lišící se od předcházejících druhohor především výraznou změnou mořských i suchozemských živočišných společenstev a ve svém závěru výrazným ochlazením signalizujícím nástup klimatických poměrů čtvrtohorních.

Během třetihor pokračují geotektonické tendence nastoupené již v druhohorách a podmiňují paleogeografickou situaci. Velmi intenzivní je rozpínání oceánských desek a pohyb litosférických desek. Především Atlantik se široce rozevírá a během eocénu se spojuje s Arktickým oceánem. Při tomto rozevírání dochází k mohutným výlevům platóbazaltů, které vytvářejí souvislý vysoký hřeben (tzv. **thulský most**) táhnoucí se od britských ostrovů přes Faerské ostrovy, Island, Grónsko k Ellesmerovu ostrovu. Evropský kontinent je až do oligocénu oddělen od asijského severojižním **turgajským mořem** probíhajícím podél Uralu.

*** zde vložit obr. 83

Asie je spojena kontinentálním mostem v oblasti Beringova moře s Amerikou prakticky během celého terciéru. Rozšiřuje se rovněž Indický a Tichý oceán a africkoarabská deska se výrazně posouvá k severovýchodu. Tím se mění i geologické poměry původně rozlehlé a rovníkovým směrem orientované mořské oblasti Tethys, která se postupně v oscilujících vlnách zužuje a uzavírá. Spojení mezi Atlantským a Indickým oceánem je ve středním miocénu zcela přerušeno. Zhruba stejným směrem k severu se pohybuje i deska Přední Indie (rychlost posunu cca 17-18 cm/rok) a sráží se s deskou asijskou. Výsledkem těchto kolizí je **vyvrcholení alpinského horotvorného pochodu**, který vrásní Atlas, Pyreneje, Apeniny, Alpy, Karpaty, Dinaridy a další pohoří v maloasijské, kavkazské, iránské a afgánské oblasti až do Himalájí. V těchto mobilních pásmech je paleogén charakterizován především flyšovou a neogén molasovou sedimentací. K severu se postupně přesouvá i Austrálie a odpoutává se během eocénu úplně od Antarktidy. Dotvářeny vrásněním jsou i pásemná pohoří na západě Severní a především Jižní Ameriky. Oba kontinenty jsou během terciéru většinou odděleny mořskou cestou spojující Tichý oceán a Atlantik, dnešní kontinentální spojení Panamskou šíjí vzniká poklesem mořské hladiny vlivem polárních zalednění až v nejvyšším pliocénu. Změny v rozložení kontinentů, mořských spojení a pevninských prahů jsou doprovázeny změnami směrů a rozložení oceánských proudů a změnami klimatu. Uzavřením komunikace Atlantiku a Indiku v oblasti Blízkého Východu během miocénu a připojením Přední Indie k asijské pevnině bylo zrušeno východozápadní proudění mořské vody kolem celé Země. **Oceánské proudy** nabývají současných směrů. V paleogénu nejsou ještě klimatická pásma tak výrazná, průměrná teplota na planetě je vyšší než 20 st. C a polární oblasti jsou bez ledu. Během



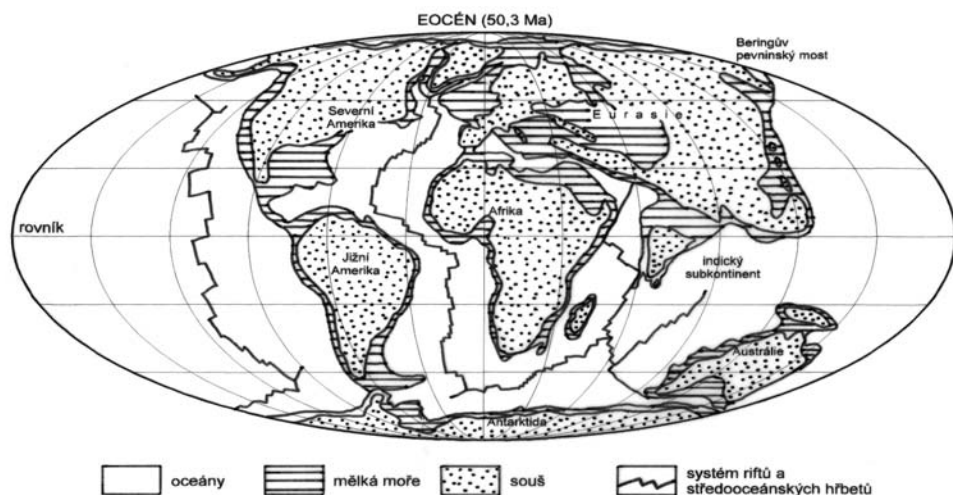
Obr. 83. Hlavní události v kenozoiku, upraveno podle Stanley (1992).

terciéru se však klima globálně ochlazuje (v detailu se zřetelnými výkyvy) a ke konci neogénu má již zhruba dnešní ráz. **První známky zalednění**, které později nabývá na intenzitě v kvartéru, jsou datovány v jižních oblastech asi 20 Ma, v severních pak 3 Ma. Tvorba ledovců je spjata s poklesem hladiny světového oceánu nejméně o 40 m.

2.6.1.3. ŽIVOT V TERCIÉRU

Po výrazné biotické krizi na rozhraní křída a paleogénu se zásadně mění obraz živočišstva. V oceánech a mořích nastupují **nové skupiny planktonních prvoků** (dírkovci, mřížovci). Z planktonních dírkovců mají stratigrafický význam rody např. *Hantkenina*, *Globorotalia* a *Globigerina*. Někteří bentózní dírkovci dosahují v teplých mořích Tethydy obrovského rozvoje a mají v této oblasti i horninotvorný význam, např. rody *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclina*. Z bezobratlých **zvyšují počty rodů plži**, z nichž v terciéru Západních Karpat hrají významnou roli v mořských prostředích např. rody *Murex*, *Turritella*, *Fusus*, v brakických a vyslazovaných *Pirenella*, *Melanopsis*. V uvolněných nektonních nikách zaznamenávají **prudký rozvoj kostnaté ryby a žraloci**. Na souši se rychle **rozrůžňují savci**, ve vzduchu **ptáci**. V eocénu známe již zástupce všech savčích řádů, v oligocénu se pak setkáváme s největšími suchozemskými savci vůbec. *Indricotherium* ve spodním oligocénu

Kazachstánu dosahovalo 9 m délky a 6 m výšky. Vývoj savců na jednotlivých kontinentech je díky proměnlivému spojení pevninských mostů mezi kontinenty a vzniku či zániku mořských bariér velmi rozdílný. Dokumentuje období izolací i migrací různých skupin a představuje jednu z nejzajímavějších kapitol paleontologie a historie naší planety vůbec. V Evropě se vyvíjejí savci izolovaně během eocénu, od oligocénu pak po vyschnutí turgajské mořské bariéry společně s Asií. V oddělené Austrálii chybějí placentálové a rozrůžňují se jen vačnatci. V Jižní Americe jsou téměř pro celý terciér zastoupeni především vačnatci, chudozubí a starobylí kopytníci a teprve v pliocénu po spojení se Severní Amerikou sem migrují i šelmy a moderní kopytníci.

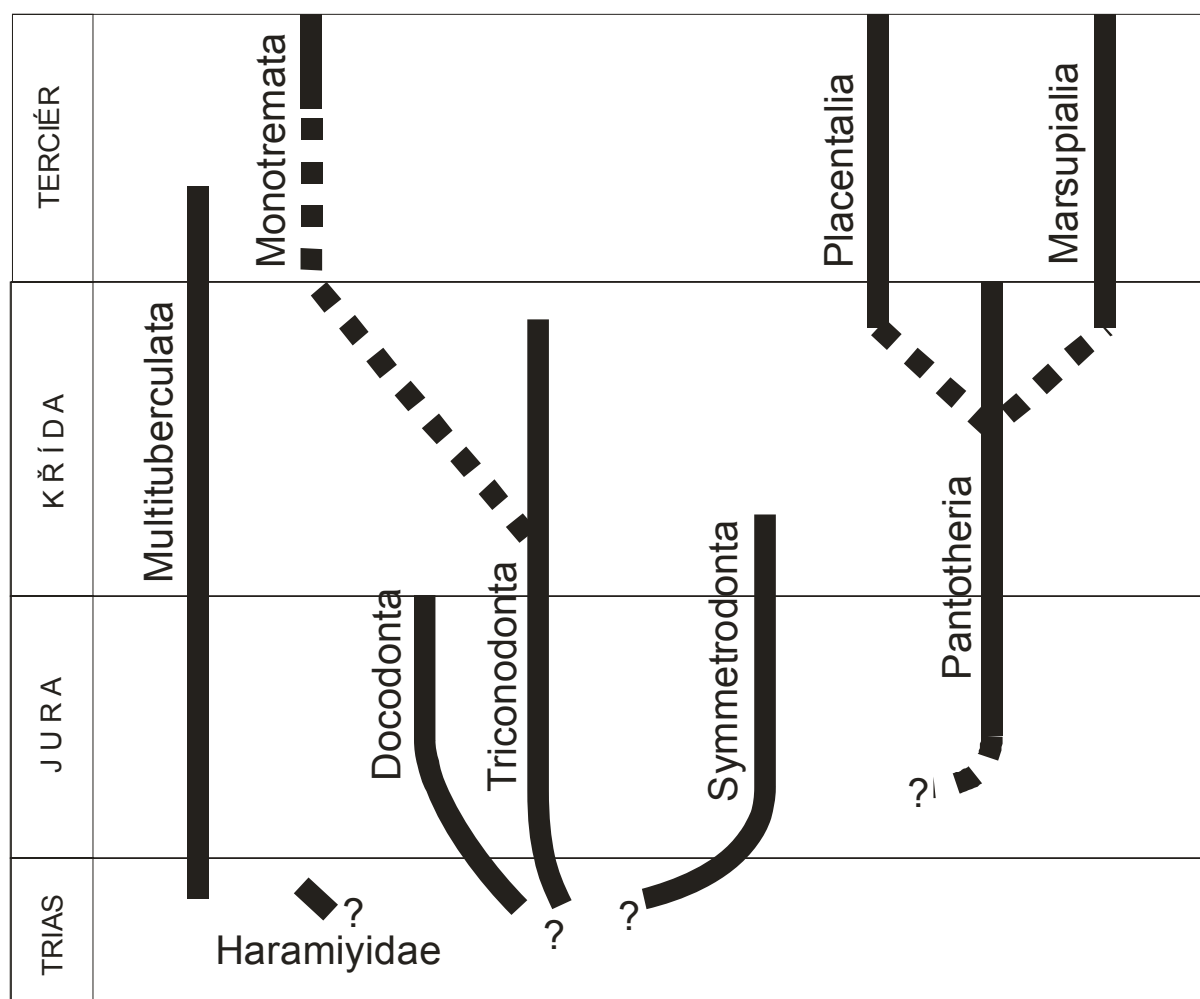


Obr. 84. Rozložení oceánů a kontinentů na povrchu země v eocénu, upraveno podle Golonka & Scotese (1996).

První primáti se objevují hned na počátku třetihor v paleocénu. Ze zástupců úzkonosých opic Starého světa se v Africe během oligocénu vynořují skupiny vedoucí k lidoopům a hominidům. V závěru terciéru, v pliocénu, se objevují zástupci rodu *Ardipithecus* (vrstvy u Aramis v Etiopii, cca 4,4 Ma), považovaní za dosud nejstarší doklad společné vývojové linie šimpanzů a lidí, okolo 4, 2 Ma u jezera Turkana v Keni pak zástupci rodu *Australopithecus*, a později při hranici terciéru a kvartéru i robustní australopitéci a *Homo*.

V suchozemské flóře vrcholí dominance krytosemenných založená již v křídě, **vznikají biotopy savan a stepí**. Složení rostlinných společenstev, jejich rozšíření a migrace odráží proměnlivost klimatických podmínek. Např. ve střední Evropě je paleogén a ještě počátek neogénu charakterizován teplomilnou flórou s rody *Laurus*, *Magnolia*, *Ficus*, *Cinnamomum*, *Castanea*, zatímco zbývající část neogénu již chladnomilnějším společenstvem listnatých stromů s opadavými listy rodů *Acer*, *Juglans*, *Fagus* aj. Nahosemenné si podržují zhruba stejné postavení jako v současnosti a zvláště jehličnany (rody *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Taxodium*) se podílejí i na tvorbě hnědouhelných ložisek. V mořské flóře hrají významnou roli červené řasy, které jsou i horninotvorné (např. rod *Lithothamnion* podílejší se na stavbě řasových vápenců), podobně jako rozsivky (dávají vznik diatomitům). Zástupci kokolitek

(např. rody *Coccolithus*, *Sphenolithus*) a křemének, tvořící tzv. nanoplankton, mají pro svůj rychlý vývoj, značné rozšíření, četnost jedinců v horninách a dobrou identifikaci unikátní význam pro stratigrafii terciéru, neboť umožňují jeho velmi podrobnou zonaci.



Obr. 85. Vývojové vztahy a stratigrafický rozsah hlavních skupin savců. Upraveno podle Wicander & Hourae (1989).

2.6.1.4. REGIONÁLNÍ PŘEHLED

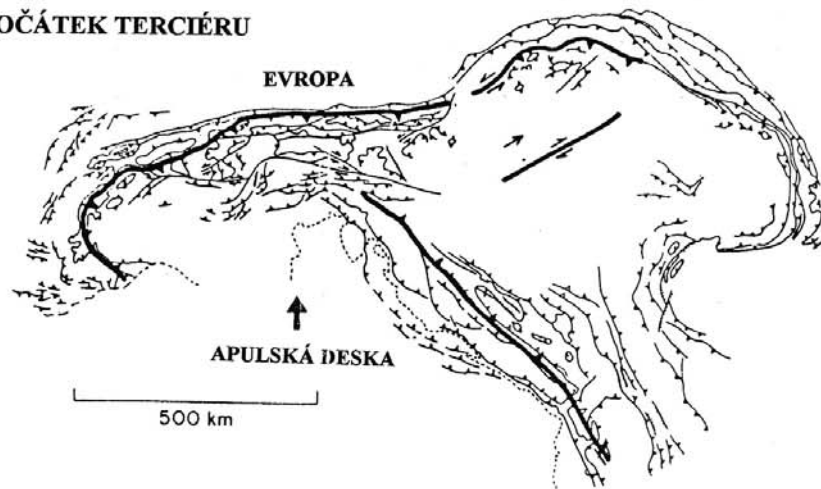
Geologický vývoj Evropy v terciéru je na jihu bezprostředně ovlivněn **kolizí africkoarabské desky s evropskou deskou**, zatímco na severu a západě spíše vývojem Atlantského oceánu a saxonskou tektogenezí. Kolize na jihu má za následek výrazné zužování a postupný **zánik Tethydy**, zkracování prostoru vrásněním Pyrenejí, Alp, Karpat a dalších pohoří spojené s velmi složitým geotektonickým vývojem dílčích sedimentačních pánví. V Alpách a Karpatech probíhá orogeneze v několika fázích posouvajících se v čase i prostoru. Pyrenejská fáze (svrchní eocén - spodní oligocén), utváří příkrovovou stavbu především Alp, helvetská fáze (oligocén), sávská fáze (starší miocén) a štýrská fáze (hlavně střední miocén) jsou nejvýraznější v Západních Karpatech a atická a rodanská fáze (svrchní miocén a pliocén) ovlivnily konečnou stavbu Východních Karpat. Pánve v severozápadní Evropě se vyvíjely v podmínkách platformního geologického režimu a odrážely především eustatické kolísání hladiny světového oceánu a poklesy způsobené radiální tektonikou. Klimatické a paleogeografické rozrůznění Evropy během neogénu má za následek **vznik výrazně**

oddělených paleogeografických bioprovincií: boreální (severské), atlantské (západní Evropa), středozevní (oblast dnešního Středozevního moře) a transevropské (oblast tzv. Paratethydy - viz dále). Liší se zřetelně složením faunistických společenstev, posledně jmenovaná často i endemickým.

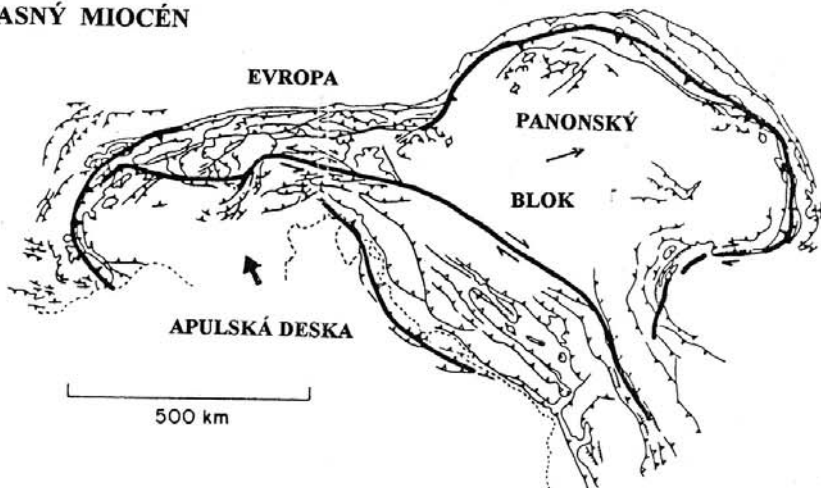
2.6.1.4.1 TERCIÉR MOBILNÍ STŘEDOZEVNÍ OBLASTI

Kolize zmíněných desek má v pokřídově době ráz typu kontinent:kontinent a jejím následkem je **subdukce jižního okraje evropské platformy pod jižnější jednotky a jejich vrásnění**. V oblasti Alp a Karpat se nasouvá na platformu dílčí deska apulská. Konvergence desek je šikmá k severovýchodu, což způsobuje velmi komplikovaný geologický vývoj (Obr. 85). Charakteristickými rysy tohoto vývoje je **flyšová sedimentace během paleogénu** v hlubokých pánvích (trogy) vyvíjejících se ze sedimentačních pánví mesozoických a následná **molasová sedimentace během neogénu** v mělkých předhlubních a vnitrohorských pánvích. Dalšími rysy jsou obloukovitý průběh Karpat, přesouvání os sedimentace a tektonické aktivity generelně od jihu k severu (**orogenetická polarita**), příkrovová stavba a příčné zkrácení prostoru do 100 km ve Východních Alpách a až 300 km na severu karpatského oblouku.

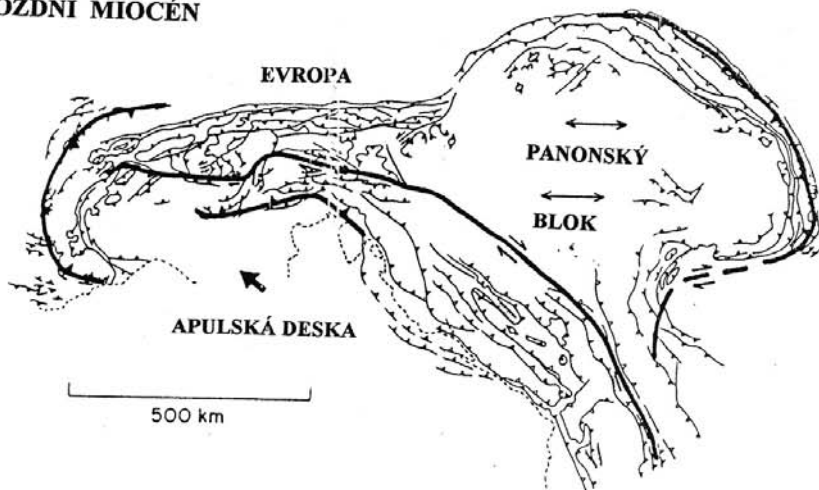
POČÁTEK TERCÍERU



ČASNÝ MIOCÉN



POZDNÍ MIOCÉN



Obr. 86. Tektonické schéma ukazující vztah apulské desky a evropské platformy během terciéru. Legenda: šipky - směr pohybu desek, silné čáry - aktivní okraje příkrovů a aktivní zlomy. Upraveno podle Royden (1988).

V paleogénu jsou trogy zaplňovány mocnými sledy flyšových sedimentů ze zvedajících se pohoří. Během oligocénu se začínají flyšové trogy zvedat, vrásnit a dávají v miocénu vznik celé řadě geologických jednotek s příkrovovou stavbou budujících např. pohoří vnějších Západních Karpat. Původně souvislé mořské pásmo **Tethys se rozpadá**, násunové pohyby s vergencí k předpolí a příkrovy zkracují prostor a sedimentace se přesouvá do mělkých pánví vně i uvnitř zvedajícího se horského oblouku. Z tethydní oblasti se na jihu tvoří sedimentační oblast středozevní, na sever od Alp a Dinarid a severně od karpatského oblouku i uvnitř něj pak soustava dílčích mořských pánví s vlastním vývojem, kterou označujeme jako **Paratethys**. Ta se rozkládá od dnešního údolí Rhony, přes švýcarskou, bavorskou a rakouskou molasu, karpatskou předhlubeň, pánve v panonské, karpatské, transylvánské a dácké oblasti až do oblasti pánví černomořskokaspických. Představuje především během neogénu pestrý sedimentační prostor pánví různého geotektonického režimu, rozsahu a trvání, více nebo méně propojených, s kolísajícím spojením s otevřeným mořem, a protkaný pásy ostrovů vynořujících se pohoří. V těchto pánvích se ukládají molasové sedimenty, většinou již později nezvrásněné, a místy obsahující i ložiska uhlí, ropy, zemního plynu a solí.



Obr. 87. Mapa mořských bioprovincií v evropském neogénu (podle Seneše 1959) s vyznačením evropských, severoafrických a západoasijských alpských pásemných pohoří a pozice transevropské bioprovincie (Paratethys).

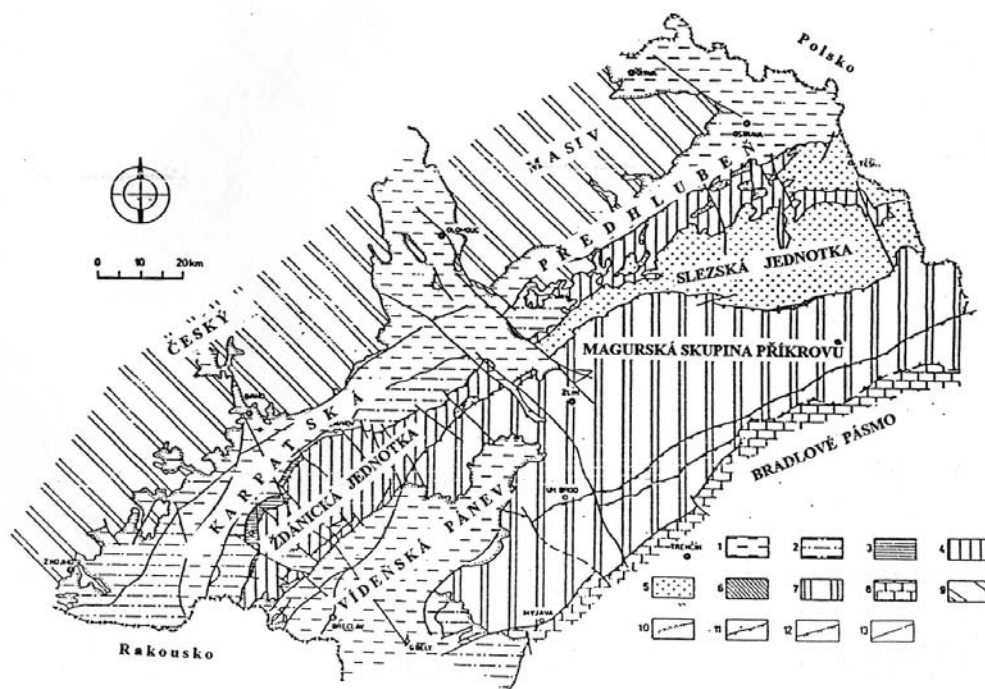
V nejvyšším miocénu pohyby v Maghrebidech a Betidech zvedly spojovací gibraltarskou cestu mezi Atlantikem a Středomořím. Během tzv. **messinské salinitní krize** (podle stupně messin) se pak ve středozevní oblasti uložily mohutné (až 2.000 m mocné) evaporitové vrstevní sledy (solí, sádrovce) a došlo k jejímu úplnému vyschnutí. V Paratethyde se tato situace projevila pokračujícím vyslazováním sedimentačních pánví, z nichž řada, především v západní a centrální části Paratethydy, zcela zaniká.

V pliocénu je gibraltarské spojení obnoveno, stejně jako spojení Středozevního moře s oblastí černomořskokaspickou prostřednictvím Dardanelského průlivu, a nastupuje víceméně recentní konfigurace.

2.6.1.4.1.1. Vnější Západní Karpaty na Moravě a ve Slezsku

Terciární horniny vnějších Západních Karpat se na území České republiky podílejí převážnou měrou na stavbě pohoří **východní části Moravy a Slezska** a dále depresí **Ostravska, Opavska, Moravské brány, Hornomoravského, Dolnomoravského a Dyjskosvrateckého úvalu**.

Pohoří náležejí geologicky **flyšovému pásmu** s převahou paleogenních hornin, Ostravsko, Opavsko, Moravská brána, Hornomoravský a Dyjskosvratecký úval pak neogenní **karpatské předhlubni** a Dolnomoravský úval neogenní **vídeňské pánvi**. Paleogeograficky jsou obě jmenované neogenní pánve součástí centrální Paratethydy (Obr. 86). Jednotky flyšového pásma a jejich orogenetické vyjádření jsme uvedli výše. V hlubokých depresích jihovýchodních svahů platformy jsou v podloží příkrovů a neogénu karpatské předhlubně vrtně doloženy sedimenty **autochtonního paleogénu**.



Obr. 88. Schéma geotektonických jednotek Západních Karpat na Moravě. Legenda: 1 - postorogenní sedimenty (baden - pliocén), 2 - spodní miocén karpatské předhlubně a vídeňské pánve, 3 - pouzdřanská jednotka, 4 - ždánicko - podslezská jednotka, 5 - slezská a zdounecká (z) jednotka, 6 - předmagurská jednotka, 7 - magurská skupina příkrovů, 8 - bradlové pásmo, 9 - Český masív, 10 - erozivní hranice, 11 - čelo příkrovů, 12 - čela tektonických šupin, 13 - zlomy.

2.6.1.4.1.1.1. Magurská skupina příkrovů

Během staršího terciéru se v magurském sedimentačním prostoru ukládaly typické **flyšové vývoje**. Roli při jejich vzniku hrály především turbiditové proudy a sesuvy se skluzovými tělesy. Střídají se různé typy jílovců, pískovců a slepenců (**soláňské souvrství, belovežské**

souvrství), které vyplňovaly v paleogénu rychle poklesávající pánev mnohdy velmi mocnými souvrstvími, v celkové **mocnosti až 5 000 m**. Od eocénu se začíná magurský prostor od jihovýchodu zvedat a sedimentace je směrem k předpolí postupně ukončována. Ve spodním oligocénu, po uložení **zlínského souvrství** (středně až hrubě rytmický flyš, pískovce a jílovce), se stává magurský prostor souší a sedimentace pokračuje jen v pánvích vnější skupiny jednotek. Výsledný obraz geologické stavby magurského příkrovu je dán helvetskými, sávskými a štýrskými horotvornými pohyby. Ty postupně přesunuly těleso tohoto **bezkořenného příkrovu**, jehož spodní plocha je ukloněna pod úhlem asi 30 st. k jihovýchodu, desítky kilometrů k severozápadu. Po jeho dosunutí intrudovaly zřejmě ve středním miocénu v okolí Uherského Brodu **neovulkanity** (olivinické bazalty, trachybazalty, trachyandezity) vytvářející v horninách bělokarpatské jednotky především pravé a ložní žíly.

2.6.1.4.1.1.2. Vnější krosněnská skupina příkrovů

Terciární sedimentace ve **slezském bazénu** navázala na mohutné svrchnokřídové vrstevní sledy, které se ukládaly ve vyvrátěném **flyšovém trogu** se silnou mobilitou okolních snosových oblastí. Vnější části trogu se zvedají ještě během paleocénu a sedimentace zde končí (bašský a kelčský vývoj). Vnitřní část trogu byla vyplňována **godulským vývojem**, který se vyznačuje kompletním sledem vrstev od svrchní jury až do oligocénu a dosahuje mocnosti **6 000 m**. Sedimentace v terciéru pokračuje ze svrchní křídvy nepřerušeně v **istebňanském souvrství**, které má ráz středně až hrubě rytmického flyše s převládajícími drobovými pískovci až slepenci a především černošedými písčitymi jílovci. Nad nimi se ukládá drobně rytmické **podmenilitové souvrství** s převládajícími tmavými převážně nevápnitými jílovci, výše pak oligocénní **menilitové souvrství** s charakteristickými silicity (menilit - opálová hmota vzniklá především nahromaděním schránek a kostřiček rozsivek, křemenek, mřížovců). Závěr sedimentace ve slezském bazénu ovlivnily helvetské pohyby. Ta je tedy završena opět flyšovým vývojem, rytmickým střídáním jílovců a slídnatých pískovců krosněnského souvrství, jejichž materiál pochází především ze zvedajícího se valu (kordilery) mezi magurským a krosněnským sedimentačním prostorem. Slezský prostor je poté vyzdvížen, sunut a na počátku středního miocénu dosunut jako **střížný bezkořenný příkrov** do nynější pozice.

Podslezská jednotka. Terciární sedimentace v podslezské jednotce se vyvíjí postupně v nejvyšší části frýdeckého souvrství, nad ním se ukládá podmenilitové souvrství a menilitové souvrství, obě s podobnými rysy jako ve ždánické jednotce (viz dále).

Ždánická jednotka. Terciární vývoj sedimentačního prostředí ždánického prostoru začíná ukládáním německého souvrství již v nejvyšší křídě a pokračuje po celý paleogén až do spodního miocénu. **Německé souvrství** je faciálním ekvivalentem podmenilitového souvrství podslezské jednotky a převládají v něm jílovce. Častá tělesa pískovců a slepenců v tomto souvrství ve vyšším eocénu jsou odrazem tektonického neklidu pyrenejských pohybů v Centrálních Karpatech. V nejvyšším eocénu však ukládání tzv. **šešorských slínů** s bohatou globigerinovou faunou signalizuje období tektonického klidu a dobré komunikace s oceánskými vodami. Tato sedimentace přechází do **menilitového souvrství** zastoupeného opět silicity, slínovci a jílovci, často s kosterními zbytky ryb. Menilitové souvrství se ukládalo v mořském, špatně větraném až bezkyslíkatém prostředí u dna. Z menilitového souvrství se vyvíjí **ždánicko-hustopečské souvrství**, které je faciálně velmi proměnlivé a je zastoupeno mocnými ždánickými písky, hustopečskými slínami (jílovce) a rytmickým střídáním jílu a písků (flyšový vývoj). Tato sedimentace odráží helvetské pohyby orogénu v nejvyšším oligocénu, odpovídá krosněnské facií, a přesahuje ve ždánické jednotce ještě do nejstaršího miocénu. Nadložní spodnomiocénní **šakvické slíny** a **pavlovické vrstvy** (jíly) představují již sedimenty zbytkové pánve nesené sunutými příkrovy k předpolí. Sávské horotvorné pohyby totiž ve

spodním miocénu výplň ždánického prostoru zvrásnily a štýrské pohyby v závěru spodního miocénu zformovaly do **příkrovové podoby** a dnešní pozice.

Pouzďranská jednotka dnes leží před čelem ždánického příkrovu a vystupuje souvisle na povrch v **úzké šupině** mezi Strachotínem a Újezdem u Brna. Její historický vývoj můžeme interpretovat až od svrchního eocénu, neboť starší uloženiny v důsledku odloučení při tvorbě příkrovů chybějí. Ve svrchním eocénu až spodním oligocénu se v pouzďranském bazénu ukládaly hnědé vápnité jílovce s bohatou mikrofaunou (dírkovci) a makrofaunou měkkýšů a korálů označované jako **pouzďranské slíny**. Nadložní **uherčické souvrství** (spodní oligocén až eger) představuje výraznou změnu v sedimentaci. Ukládají se nevápnité hnědé jílovce (později obohacené sekundárním sádrovcem) s velmi chudou faunou, místy s vločkami pískovců a diatomitů, v prostředí omezené komunikace a sníženého obsahu kyslíku. Po obnovení dobré komunikace s mořem sedimentuje během eggenburgu **boudecké slíny** (šedé slíny s bohatým dírkovcovým a mřížovcovým planktonem) a vrstevní sled je zakončen rytmickou sedimentací šedých silně slídnatých pískovců a jílovců **křepického souvrství** (? ottang) a místy šakvických slínů. Křepické souvrství představuje rovněž ekvivalent již zmíněné krosněnské litofacie, která tak má zjevně diachronní nástup. Počátek její sedimentace se v jednotlivých dílčích sedimentačních bazénech posouvá v čase a mládne od vnitřku směrem k předpolí vnějšího flyšového pásma. Po uložení křepického souvrství se oblast pouzďranského prostoru zvedá, během štýrských pohybů vrásní, a přesouvá ještě během karpátu k severovýchodu. Výsledkem je **šupinovitá stavba pouzďranského příkrovu** nasedající na spodní miocén karpatské předhlubně (viz dále).

2.6.1.4.1.1.3. Autochtonní paleogén

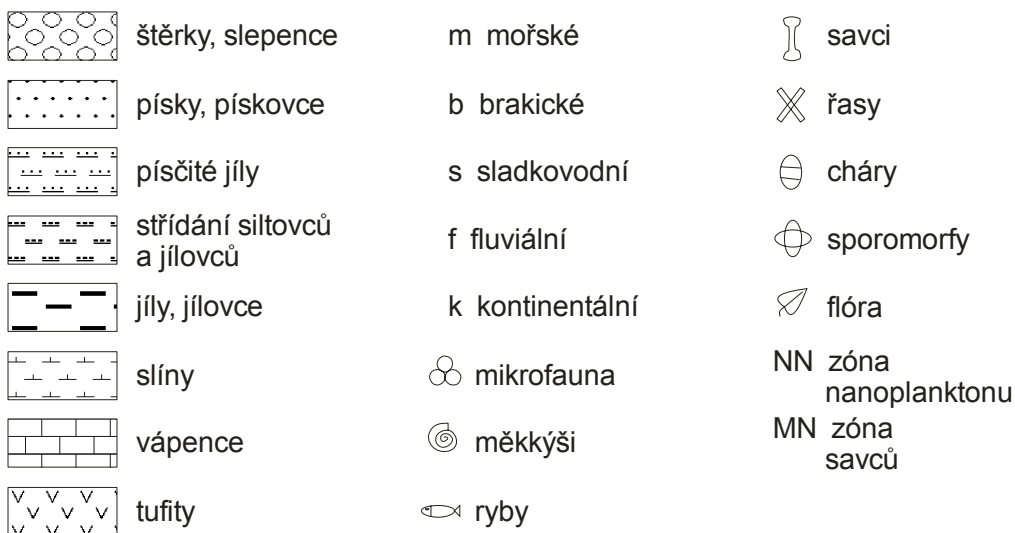
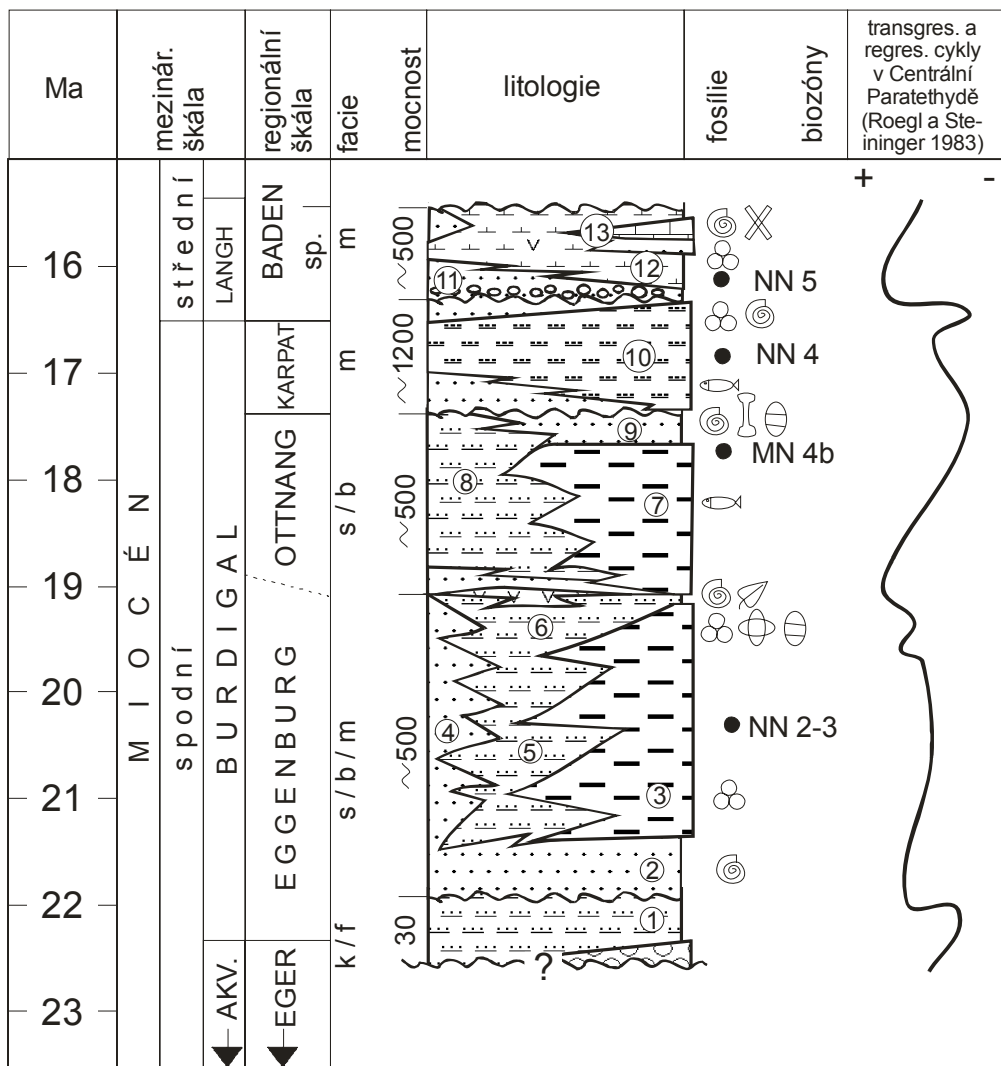
Autochtonní paleogén je tvořen periferními uloženinami tethydní oblasti. Jsou dnes zachovány v původní pozici pouze v hlubokých depresích situovaných na jihovýchodních svazích platformy a **nejsou postiženy a posouvány příkrovovými orogenetickými pohyby**. Jsou zakryty neogenními horninami předhlubně a paleogémem příkrovů. Nejdále k severozápadu se vyskytují v **nesvačilském a vranovickém „příkopu“**. Prvně jmenovaný probíhá zhruba v prostoru mezi Brnem a Hodonínem (SZ-JV), druhý stejného směru, je kratší a mělčí a leží od prvního poněkud jihozápadně. Paleogenní moře zasáhlo do těchto **tektonicko-erozivních depresí** během paleocénu. Později, během středního eocénu přestoupilo jejich okraj a zaplavovalo i okolní vyvýšené oblasti. Výsledkem těchto transgresních vln bylo uložení nejprve hnědošedých pískovců, slepenců a jílovců **těšanského souvrství**, které představují bazální klastika celého vrstevního sledu. Výše pak sedimentovaly především vápnité i nevápnité jílovce **nesvačilského souvrství** indikující hlubokovodní podmínky a vysoký sloupec vodní hladiny v zaplňovaných mořských kaňonech. Moře z této periferní oblasti ustupuje v nejvyšším eocénu nebo až spodním oligocénu. Celková mocnost autochtonního paleogénu nepřevyšuje **1600 m**. Pískovce a slepence, kombinované ve výplni kaňonů s jílovcí, představují ložiskové pasti pro přírodní uhlovodíky (ropa, zemní plyn).

2.6.1.4.1.1.4. Neogenní pánve

V závislosti na tvorbě a postupu flyšových příkrovů vnějších Západních Karpat vznikají neogenní pánve, které mají ráz

- 1) reziduálních pánví flyšových trogů,
- 2) nově vzniklých nesených pánví,
- 3) předhlubní před čely příkrovů.

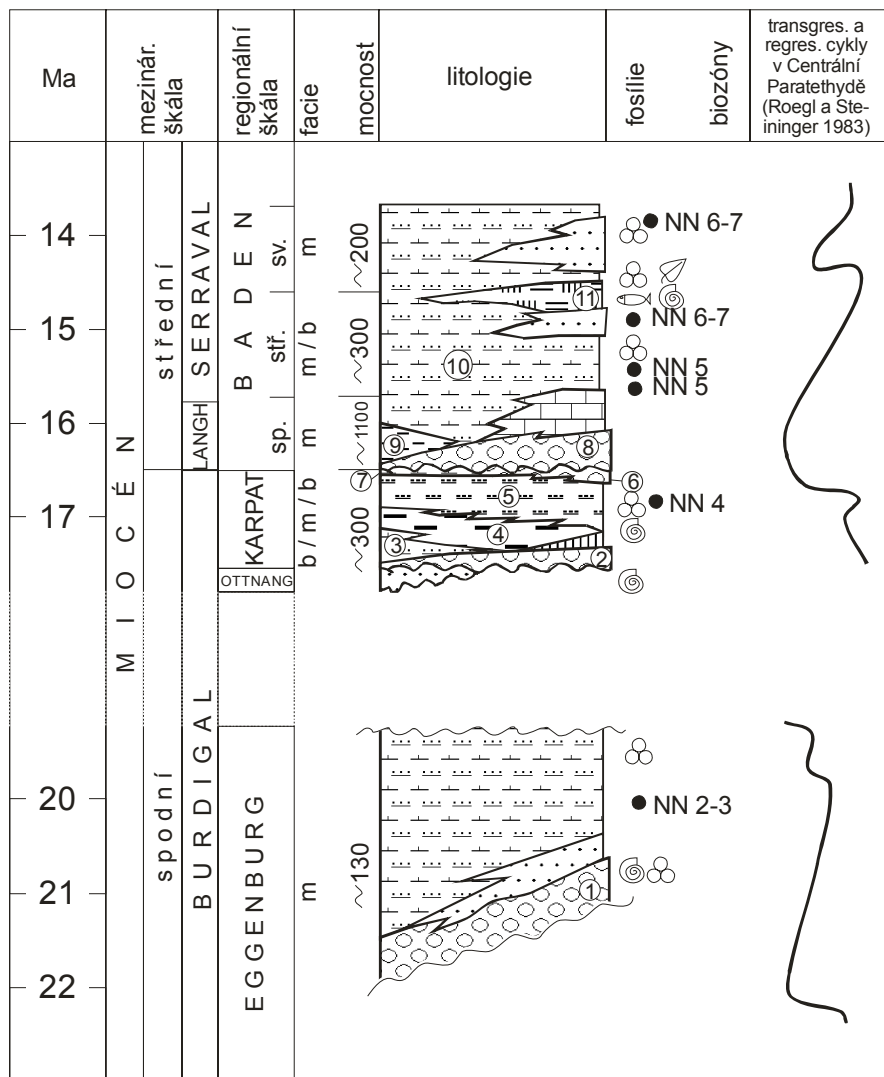
Reziduální pánve končí svůj vývoj většinou během časného spodního miocénu (viz výše).



Obr. 89. Litostratigrafické schéma jz. části karpatské předhlubně na Moravě (upraveno podle Brzobohatý & Cícha, 1993). Legenda: 1 - žerotické vrstvy, 2 - glaukonitické pískovce, 3 - pelitická facie eggenburgu, 4 - čejkovické písky, 5 - jíly s *Pirenella moravica*, 6 - tufy a tufity, 7 - vítonické jíly, 8 - pestré jíly, 9 - rzhakiové vrstvy, 10 - šlíry, 11 - brněnské písky a ekviv., 12 - vápnité jíly (tégly), 13 - řasové vápence.

Z nesených pánví patří k nejvýznamnějším **pánev vídeňská**. Jde o naloženou **pánev sunutou** nejprve ve spodním miocénu se svým příkrovovým podkladem na platformu. V depresích tohoto mobilního podkladu (především jednotky magurské skupiny, dále též ždánická jednotka, centrálně karpatské jednotky a jednotky bradlového pásma) se ve spodním miocénu ukládaly převážně mořské sedimenty, na bázi nejprve pískovce a slepence suťového rázu, později slídnaté vápnité jílovce (šlíry) lužického souvrství (eggenburg - ottang). Během stupně karpátu pokračovala sedimentace ukládáním mocných sledů písků a šedých písčitých vápnitých jílu až jílovců s četnými zuhelnatělými zbytky suchozemské flóry a končila v brakických mělkovodních podmínkách uložením pestrých vápnitých jílu s anhydritem. V tomto období vrcholí šikmá kolize orogénu s platformou. Sunutí příkrovů na jižní Moravě končí, na rozhraní Západních Karpat a Východních Alp vzniká **levostranná střížná zóna** umožňující dosouvání příkrovů na Ostravsku a v Polsku a rozevírající prostřednictvím horizontálních posunů depozitní centra **vídeňské pánve v nové podobě**. Projevuje se již jen **radiální tektonika**, která ji člení na řadu různě intenzivně poklesávajících ker oddělených zlomy většinou SV-JZ směru. Do takto přebudované pánve, jejíž centrum se přesunulo více k jihu (na rakouské území), proniká střednomiocenní moře jako odraz rozsáhlé komunikace Paratethydy se světovým oceánem a ukládá během badenu především vápnité jíly. Organogenní vápence, písky a pestré jíly dokládají dočasná změlčení prostředí. **Koncem badenu** dochází k postupnému zvedání dna, změlčování, a **čistě mořská sedimentace končí**. V následujícím stupni sarmatu se již pánev vyvíjí v brakických místy i sladkovodních podmínkách s endemickou faunou svědčící o komplikované a neúplné komunikaci střední části Paratethydy s mořskými pánvemi. **Izolace vídeňské pánve** pokračuje i ve svrchním miocénu (pannon, pont). Pánev se mění ve vyslazující se **vnitrozemské jezero s endemickou faunou**, náležející již panonskému systému pánví s tektonickým režimem postriftového stadia zaobloukové oblasti, a vyplňované především různými typy písků, podřadně i jílu. V nižším pannonu obsahují **kyjovskou** a v pontu pak **dubňanskou lignitovou sloj**. Během pliocénu se stává tato oblast souší s ustupující a končící limnickou a fluviální sedimentací (ve slovenské části vídeňské pánve). Souhrnná neogenní výplň vídeňské pánve přesahuje mocnost **5 000 m**. Její pestré faciální složení i geotektonická historie podminily vznik různých typů pastí pro ropu a zemní plyn a vídeňská pánev se stala díky intenzivnímu průzkumu na **přírodní uhlovodíky** jednou z nejlépe prozkoumaných oblastí střední Evropy.

V předpolí příkrovů se během miocénu překládala směrem k severozápadu na Český masiv v několika vlnách depozitní centra druhé významné a převážně mořské pánve, kterou podle pozice označujeme jako **karpatskou předhlubeň**. Její sedimentární výplň leží dnes v převážné míře v **autochtonní pozici** buď před čelem příkrovů nebo pod nimi, místy se stala i součástí paraautochtonu nebo byla zavrásněna i do čel příkrovů. Její souvislé uložení zaujímají v povrchové stavbě větší části moravských úvalů (mimo Dolnomoravského), Vyškovské a Moravské brány, Ostravsko a Opavsko, pokračují na jihu do molasové zóny Rakouska a na severu do karpatské předhlubně Polska. Na Moravě začíná předhlubeň poklesat v egeru, kdy se na Znojemsku ukládají proluviální pestré málo mocné soubory písků, štěrků a nevápnitých jílu představující splachy zvětralin. Výsledkem sávkých pohybů v karpatském orogénu a eustatického zvýšení hladiny světového oceánu je **mořská transgrese** do prostoru předhlubně v **eggenburgu**. Na morfologicky členitém podloží jihovýchodních svahů Českého masivu se ukládají převážně hrubozrnné štěrky, směrem k východu pak glaukonitické drobové písky a pískovce. Výše následuje ukládání střídavě brakických a mořských jílu, jejichž fauna vykazuje vztahy k vídeňské pánvi. V jejich nejvyšší části jsou významné horizonty tufitických jílu a ryolitových tufitů. Zatímco dnešní Moravská brána a Hornomoravský úval vystupovaly v eggenburgu jako nezaplavená elevace, pokles předhlubně zasáhl i Ostravsko. V této oblasti předhlubně se ukládají především hrubozrnné slepence a pískovce s okrajovými vývoji mechovkových vápenců s bohatou měkkší faunou



	šterky, slepence	m mořské		savci
	písky, pískovce	b brakické		řasy
	písčité jíly	s sladkovodní		cháry
	střídání siltovců a jílovců	f fluvialní		sporomorfy
	jíly, jílovcy	k kontinentální		flóra
	slíny		NN zóna nanoplanktonu	
	vápence		MN zóna savců	
	tufity			

Obr. 90. Litostratigrafické schéma karpatské předhlubně na Ostravsku (upraveno podle Brzobohatý & Cicha, 1993). Legenda: 1 - jaklovecké slepence, R - rzhakiové vrstvy, 2 - bazální klastika karpátu, 3 - spodní pestré vrstvy karpátu, 4 - hnědé vrstvy, 5 - šedé vrstvy, 6 - kroměřížské souvrství, 7 - svrchní pestré vrstvy, 8 - bazální klastika spodního badenu („detrit“), 9 - pestré souvrství (Opavsko), 10 - pelity spodního a svrchního badenu, 11 - kobeřícké sádrovce. Vysvětlivky šraf viz. obr. 88.

signalizující mělké ale čistě mořské prostředí. Sedimentace byla též doprovázena dosud nejstaršími zjištěnými projevy neovulkanizmu v této nejvýchodněji položené oblasti alkalické provincie (např. olivinický melilitický nefelinit u Kamenné Hůrky u Otice).

Během **ottnangu** se území předhlubně mírně zvedá. Eggenburgské sedimenty jsou zčásti erodovány, sedimentují **brakické, lagunární a sladkovodní písky a nevápnité jíly**, v nejvyšší části pak tzv. **rzhakiové písky** s endemickou faunou měkkýšů a ryb a jistými transgresními tendencemi směrem k západu. Silná tektonická aktivita spojená s pohyby ve flyšových jednotkách posouvá osu sedimentace k severozápadu a znamená nástup nového mořského sedimentačního cyklu v **karpátu**. Prohlubování je intenzivnější na jižní Moravě, na Ostravsku není tak výrazné. V prvně jmenované oblasti se ukládají světle šedé písky zastupující se s vrstevnatými, vápnitými jíly s poprašky slíd a prachů na plochách laminace a bohatou mikrofaunou (tzv. **šlíry**), představující nejrozšířenější litotyp karpátu. Na Ostravsku probíhá sedimentace v morfologicky členitějším prostředí a karpát je zde tedy faciálně pestřejší (bazální klastika, písky, prachovce, vápnité i nevápnité jíly různých barev, pestré vrstvy se sádrovci). Koncem karpátu se dosouvají flyšové příkrovy na jižní Moravě a přesahují i přes mladší uloženiny celého spodního miocénu. Na počátku badenu se tak osa sedimentace překládá opět dále k severozápadu, moře rozsáhle transgreduje do celé dnešní oblasti předhlubně, překrývá převážnou část dnešní Dražanské vrchoviny i Nízkého Jeseníku a zasahuje velmi daleko na západ do Českého masivu (Kralicko, Lanškrounsko). Oproti karpátu však intenzivnější subsidence probíhá na Ostravsku. V prvních fázích transgrese se v **badenu** ukládají různé typy písků a štěrků, v hlubších částech pánve a ve vrcholné fázi transgrese sedimentují nevrstevnaté vápnité jíly (tzv. **tégly**) s velmi bohatou mikro- i makrofaunou dokládající výborné spojení s otevřeným mořem jako výsledkem **rozsáhlé mořské komunikace celé Paratethydy s Atlantským i Indickým oceánem**. V mělkých částech pánve se ukládají i řasové a mechovkové vápence (Kroužek, Podbřežice, Ptení, výskyty v Boskovické brázdě).

Během badenu se dosouvají flyšové příkrovy severně od Moravské brány na Ostravsku a v Polsku a překrývají v této oblasti i sedimenty spodního badenu předhlubně. Jejich pohyb je spojen s výzvihem jižní části předhlubně na Moravě, kde **mořská sedimentace definitivně končí**, zatímco na Ostravsku a Opavsku pokračuje ještě do konce badenu. V mořském zálivu zasahujícím z Polska se ukládají jíly se sádrovci a vápnité jíly, jejichž fauna dokládá celkové změlčování tohoto zálivu a postupné ukončení marinní sedimentace na celém území předhlubně na Moravě. Souhrnné mocnosti miocénu, ovlivněné zřetelně denudací, nepřevyšují v jižní části předhlubně **2 500 m**, na Ostravsku jsou poněkud nižší.

Pobadenská radiální tektonika modeluje území předhlubně především skokem západního okrajového zlomu předhlubně (až několik set metrů). Tento zlom odděluje relativně vyzdviženou oblast Nízkého Jeseníku, Dražanské vrchoviny a západomoravského krystalinika s reliktním výskytem sedimentů především pelitického vývoje spodního badenu od oblasti s úplnějším vrstevním sledem miocénu lemující čelo flyšových jednotek.

V závěru miocénu poklesá tektonicky predisponovaná a ke karpatskému směru příčná deprese **Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy**. V **pliocénu** se v ní ukládají až **150 m** mocné, při bázi pestře zbarvené, lakustrinní, fluviální nebo proluviální jíly, prachy, písky a štěrky snášené jak z Českého masivu tak z flyšových jednotek Západních Karpat. Utvářejí se již základy dnešní říční sítě.

2.6.1.4.2. TERCIÉRNÍ POKRYV PLATFORMNÍ ČÁSTI EVROPY

V severozápadní Evropě poklesávaly během terciéru v různém rytmu vesměs již tektonicky predisponované rozsáhlé oblasti tvořící relativně oddělené dílčí pánve, z nichž nejrozsáhlejší jsou **pařížská, belgická, londýnská a hampshireská**. Představovaly výběžky

severomořského prostoru. Epikontinentální moře zasahovalo však i do oblastí Holandska, severního Německa, Dánska a severního Polska. Všechny tyto oblasti jsou shrnovány pod souborný název **severozápadní evropská terciérní pánev**. Riftovou oblastí rýnského prolomu (přes 300 km dlouhou) komunikovala prostřednictvím mohučské pánve a hornorýnské pánve se západní Paratethydu v krátkodobých intervalech během staršího oligocénu a spodního miocénu. Ve všech dílčích pánvích na severozápadě Evropy sedimentovaly **především klastické horniny (jíly, písky, štěrky)**. Karbonáty, organogenní uloženiny a evapority jsou vzácné. Sedimentace začíná vesměs již v paleocénu, vrcholí v eocénu a končí v eocénu (londýnská pánev), oligocénu (hampshireská pánev), popřípadě až v miocénu (pařížská a belgická pánev). Ve vyšším miocénu a pliocénu lze již paleogeograficky chápat mořské vývoje na severozápadě Evropy jako okrajové uloženiny Severního moře blízkého současnému obrazu.

Mimo zmíněný rýnský prolom ovlivnila na evropské platformě saxonská tektogeneze tvorbu dalších příkopů, prolomů a propadlin menších rozměrů, které byly vyplňovány sladkovodními sedimenty často s ložisky hnědého uhlí a vulkanickými produkty. V **Českém masivu**, který byl prakticky po celý starší terciér již souší s parovinným rázem, poklesá od eocénu podél zlomů směru SV-JZ oblast podkrušnohorského prolomu, dále žitavská pánev a od oligocénu i oblast jihočeských pánví.

V **podkrušnohorských pánvích** je nejuplněnější vrstevní sled zachován v **pánvi chebské a sokolovské, pánev severočeská** obsahuje větší mocnosti vulkanických produktů. Od eocénu do spodního miocénu se ukládají říční a jezerní jíly (místy s diatomity), písky a štěrky, prokládané mocným vulkanickým materiálem (pyroklastika, tufity) pocházejícím ze zvedajících se mladých vulkanických pohoří (České středohoří, Doupovské hory). Obsahují v eocénu, oligocénu i spodním miocénu **sloje hnědého uhlí** a uhelnatých jílu. Souhrnná mocnost terciérních uloženin podkrušnohorských pánví činí asi 500 m. Obdobnou historii a výplň má i **pánev žitavská**, jejíž hradecká část leží na území ČR v okolí Frýdlantu.

Jihočeské pánve (budějovická a třeboňská) byly po větší část paleogénu souší. Teprve počátkem oligocénu začínají poklesávat, i když odchýlně oproti své historii křídové. S četnými hiáty jsou tyto pánve vyplňovány především ve starším oligocénu, dále spodním a středním miocénu a v pliocénu **štěrky, písky a jíly (místy s diatomity) říčního a jezerního původu**. Celková mocnost těchto uloženin nepřevyšuje 250 m. V pliocenních šterkopiscích jsou časté redepozice vltavínů.

Vedle těchto nejdůležitějších pánví se ukládaly sladkovodní sedimenty i v dalších depresích Českého masivu, např. v tachovské brázdě, na Plzeňsku, v okolí Prahy, na Železnobrodsku, Jičínsku, Kutnohordsku i jinde. Dosahují však menších mocností a mají jen reliktní rozšíření.

2.6.1.4.3. AKVITÁNSKÁ PÁNEV

Na atlantském pobřeží Evropy je mimo pyrenejskou oblast nejvýznamnější terciérní strukturou **akvitánská pánev**. Paleogeograficky představuje starý záliv Atlantského oceánu s platformními podmínkami na severu (armorický masiv) a severopyrenejskou subdukční zónou na jihu (Pyreneje). Její vývoj byl od počátku terciéru ovlivňován transpresním režimem při kolizi iberské desky s platformou. Tato situace vedla k tvorbě řady antiklinálních hřbetů a poklesávajících pánví směru SZ-JV zaplavovaných postupnými transgresemi z Atlantiku k jihovýchodu podél zvedajících se Pyrenejí. V paleocénu jsou její deprese vyplňovány pískovci a řasovými vápenci, v eocénu pak převládají hlubokovodnější peltické sedimenty (jíly, slíny s numulity a mechovkami). Regresní tendence v oligocénu mají za následek plošné omezení sedimentace, změlčení a následné uložení i brakických a sladkovodních jílu a písku. V nejvyšším oligocénu dochází k další rozsáhlé transgresi moře. To proniká nejprve do

hlubokého kaňonu zaplňovaného v centrální části hlubokovodními jíly, jejichž ukládání pokračuje ještě ve spodním miocénu. Ve středním miocénu dochází ke změlčení a pánev se vyplňuje neritickými až litorální písky a jíly s bohatou měkkýší faunou. Nejvyšší miocén a pliocén zastupují již sedimenty lemující pobřeží dnešního Atlantiku. Svědčí o zániku pánve a přechodu k recentní konfiguraci.

2.6.1.5. SHRNUTÍ

Pokračuje alpinské vrásnění konvergentními pohyby mezi epivariskou evropskou platformou a Gondwanou.

V mladším paleogénu po vyvrásnění alpských pohoří zaniká Tethys.

V předpolí alpského horstva severně od Alp, dinarid, balkánských a maloasijských pohoří a Kavkazu se rozkládá sedimentační oblast Paratethydy.

Výrazně se rozrůžňují savci.

Vynořuje se linie hominoidů a v závěru terciéru i rod *Homo*.

Probíhá intenzivní diverzifikace krytosemenných rostlin, vznikají biotopy savan a stepí.

2.6.2. KVARTÉR

2.6.2.1. ZÁKLADNÍ ČLENĚNÍ A CELKOVÁ CHARAKTERISTIKA

Název útvaru pochází z členění francouzského geologa J. Desnoyere z roku 1829, který po priméru, sekundéru a terciéru označil nejmladší období zemské historie jako kvartér. Spodní hranice kvartéru je dodnes pojímána velmi rozdílně. V číselném datování se však většina současných studií přiklání k údaji **1,8 Ma**. V magnetostratigrafických zónách je to úroveň blízká horní hranici chronu C2n (subzóny normální polarity Olduvai) uvnitř inverzní zóny Matuyama, v mořských subtropických sedimentech Atlantiku a Pacifiku pak posledního výskytu planktonních dírkovců *Globigerinoides fistulosus*.

Kvartér rozdělujeme na dvě časově nesouměřitelná oddělení: **pleistocén** a **holocén**. Holocén zaujímá posledních zhruba 10. 000 let historie Země. Kvartér se liší od předcházejícího terciéru především ve dvou ohledech. Rozsáhlým kontinentálním **zaledněním**, jímž vrcholí již dříve citelné ochlazování Země, a stále výraznější činností **člověka**, který se postupně stává dominantním jevem ovlivňujícím významně obraz planety.

2.6.2.2. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONICKÉ PROCESY

Rozložení kontinentů a oceánů je v kvartéru již velmi blízké dnešnímu. Pokračují však pohyby litosférických desek, které udržují v různé intenzitě aktivitu mobilních pásem především v tichooceánské, indické a atlantské oblasti (Island) včetně oblasti středozevní. **Dozvuky alpského vrásnění** jsou zaznamenány v pohybech pásemných pohoří (i v Alpách a Karpatech), jejich amplituda je však vzhledem ke krátkému časovému úseku malá. Pokračují i pohyby na riftech uvnitř kontinentů, které vesměs prohlubují deprese např. rýnského prolomu (poklesy až o 200 m), Rudého moře a východoafrického prolomu.

Se všemi těmito pohyby je spjat v oblastech silné mobility intenzivní **vulkanismus** a to jak v ostrovních obloucích (trvá dodnes), tak na kontinentech (Porýní, Podkrušnohoří, střední Francie). Posledně jmenované výskyty vulkanizmu zahrnují tzv. středoevropskou kontinentální vulkanickou provincii, jejíž nejvýhodnější projevy jsou doloženy ze severní Moravy a Slezska (např. Velký Malý Roudný).

K V A R T É R				
oddělení	stupeň		polarita eventy	stáří (Ma)
	Severní Evropa	Alpy		
P L E I S T O C Ě N	pozdní glaciál	pozdní glaciál		0,110
	visla*	wűrm*	BRUNHES	
	eem	riss/wűrm		0,136
	saal*	riss*		
	holstein	mindel/riss		0,245
	elster*	mindel*		
	cromer			
		gűnz/mindel		
	bavel		MATUYAMA	0,790
	menap*	gűnz*		1,100
	waal			
	eburon*	donau*		1,670
	tegelen			2,140
	pretegelen*	biber*		2,430

* chladné nebo stepní období

Obr. 91. Základní členění pleistocénu (podle Musila, 1996).

K V A R T É R			
oddělení	stupeň	kultura	stáří (roky)
H O L O C Ě N	subatlantik	mladší	2 000
		starší	1 000
	subboreál		0
			1 000
	atlantik	mladší	2 000
		starší	3 000
	boreál	4 000	
preboreál	5 000		
	6 000		
	7 000		
	8 300		

Obr. 92. Základní členění holocénu (podle Musila, 1996).

Kombinace různých faktorů mimozemských (např. výchylky zemské osy a dráhy Země) i zemských (kolísání vnitřní energie Země, změny cirkulace mořských proudů, znečištění ovzduší vulkanismem, převládající výzdvih kontinentů, zvýšené albedo Země), které se buď sčítaly nebo vzájemně rušily, vyvolala **výrazné kolísání klimatu**. Bylo provázeno několikanásobnou tvorbou a ústupem kontinentálních i vysokohorských ledovců, kolísáním hladiny světového oceánu až o více než 100 m a zaplavením či výzdvihem šelfových oblastí. Různě intenzivní a proměnlivě vlhká či suchá chladná období **glaciálů** se střídala s teplejšími obdobími **interglaciálů** a ovlivňovala migrace flóry a fauny i střídání erozivní a kumulativní činnosti vnějších geologických sil. I během těchto dlouhodobých chladných a teplejších období docházelo ke krátkodobým a mnohdy ostrým klimatickým výkyvům. Celkový paleogeografický obraz planety je tedy v kvartéru velmi složitý a komplikovaný. Svou roli zvyšuje zvláště **ledovcová a větrná eroze**. Akumulací v glaciálních podmínkách vznikají četné morénové sedimenty a glaciáluální štěrky a štěrkokopisky, v periglaciálních oblastech jsou častá mocná eluvia, svahové hlíny, půdotoky. Eolickou činností koncem chladnějších období a s nástupem stepních podmínek dochází ke **kumulaci spraší a vátých písků**. V teplejších obdobích způsobuje tání ledovců rozsáhlé záplavy a hromadění říčních sedimentů v podobě štěrku a písků **říčních teras**.

Severní Amerika je pokryta laurentinským ledovcovým štítem. Při snížené hladině oceánů se vynořuje v pleistocénu nad hladinu i Beringova úžina a umožňuje migraci savců i později člověka na severoamerický kontinent. Během pleistocénu dosahuje maximálního rozšíření **kontinentální ledovec** v Antarktidě. V Evropě se sunuly masy kontinentálního ledu v několika vlnách ze Skandinávie k jihu až do střední Evropy. Zaledněna byla i větší část britských ostrovů a západní Sibiř. Ve vrcholném období chladného klimatu (glaciál elster) byly pokryty až 2/3 Evropy ledovcem mocným přes 2.000 m. Posuny ledových pokryvů způsobily i mimo oblast ledovců v nižších zeměpisných šířkách zvýraznění klimatických hranic a časté střídání suchých a vlhkých období.

2.6.2.3. ŽIVOT V KVARTÉRU

Vývojové změny fauny a flóry nemají během kvartéru ráz ostrých nebo výrazných změn. Daleko významnější roli v obrazu kvartérního života sehrávají **ostré klimatické oscilace** a s nimi spojené **migrace rostlin a živočichů** a posuny celých faunistických provincií v prostoru i čase. V celkovém obrazu však terciérní živočišné a rostlinné druhy během pleistocénu ustupují, v závěru pleistocénu a **v holocénu nastupují již dnešní společenstva**. Současná doba představuje člověkem prožívanou, přímo studovanou a ovlivňovanou fází holocénu.

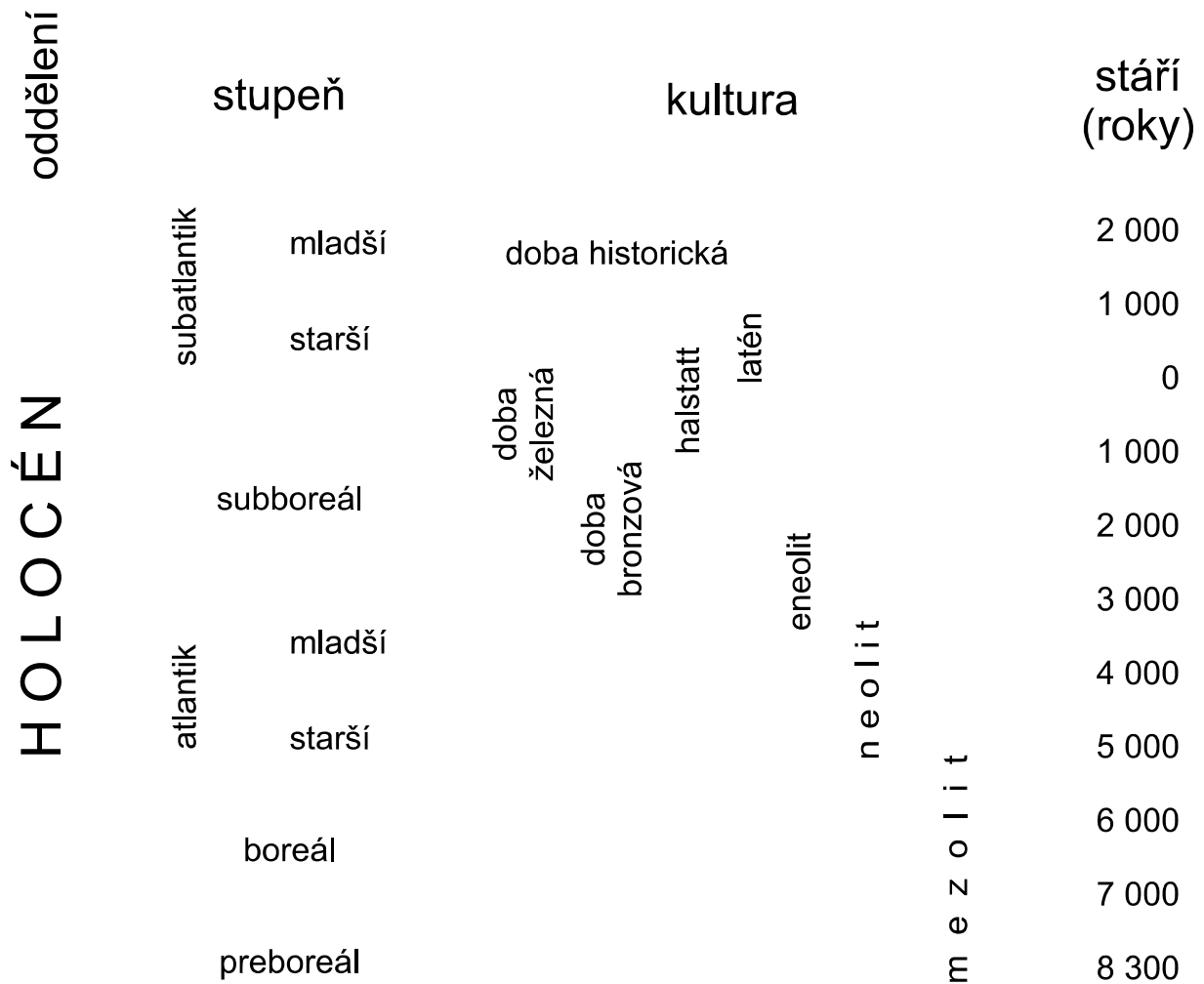
V mořích mají význam pro stratigrafii kvartérních sedimentů především **planktonní mikroorganizmy** (dírkovci, mřížovci, rozsivky, vápnitý nanoplankton), dále **mlži** reagující na klimatické oscilace a charakterizující dobře arktickou (*Mya*), boreální (*Littorina*) a jižnější a teplejší bioprovincie (*Divaricella*, *Strombus*). V kontinentálních prostředích charakterizují suché a studené podmínky nezaledněných oblastí tzv. **sprašovní plži** (*Succinea*, *Pupilla*), v limnických uloženinách interglaciálů jsou pak důležité pro interpretaci sedimentačních podmínek i stratigrafii **ostrakodi** (*Candona*). Z obratlovců prodělávali nejvýraznější změny **savci**, kteří proměnlivě rychle evolují v nejrůznějších skupinách. V Evropě se to týká především slonů, nosorožců, sobů, turů, bizonů, antilop, jelenů, koní, lvů, vlků a hyen. Významnou roli v tomto prostoru hráli v pleistocenních společenstvech i medvědi, prasata, hroši, bobři, opice (mizí z Evropy před rissem), ryši a šavlozubí tygři (*Homotherium*). Ve vyšším pleistocénu jsou častí v tundrových oblastech mamuti (mamut srstnatý - *Mammuthus primigenius*) a srstnatí nosorožci (*Coelodonta antiquitatis*). V Jižní a Severní Americe dosahují velkého rozšíření obrovití lenochodi a pásovci.

Evropská rostlinná společenstva chladných období pleistocénu měla většinou ráz **tundrových stepí** a tundry nebo tajgy se smrkem, borovicí a břízou, v teplých obdobích pak **smíšených lesů** především s dubem, bukem, jasanem, javorem, habrem a jedlí.

Pro kvartér je charakteristická velmi složitá **historie hominidů**, jejichž vývojové vztahy a migrační cesty vedoucí k rozšíření jednotlivých druhů na planetě nejsou dosud uspokojivě objasněny. Na počátku pleistocénu ještě žijí v jižní Africe a v oblasti východoafrických jezer zástupci obou rodů *Australopithecus* a *Homo*. Rod *Homo* přechází z pliocénu do kvartéru druhem *H. habilis* (včetně *H. rudolfensis*). Australopitéci, kteří podle některých autorů již mohli zhotovovat kamenné nástroje, jsou v pleistocénu zastoupeni robustními druhy (*A. robustus*, *A. boisei*) doloženými především v oblasti Olduvai v severní Tanzánii a jezera Turkana v severní Keni. Zvláště na posledně jmenované lokalitě je téměř jisté, že zde australopitéci žili v jednom areálu i s lidmi druhu *Homo erectus*. Australopitéci mizí z planety okolo 1 Ma, tedy v období, z něhož máme doloženo již ovládnutí a kontrolu ohně živou bytostí.

Na počátku kvartéru (1, 8 Ma) se v Africe vynořil *Homo erectus*, který pak představuje nejdéle žijící druh tohoto rodu (mizí až okolo 100 Ka). Jeho nejstarší zástupci jsou ještě nachýleni, zatímco pozdní zástupci považovaní některými autory již za sapientní lidi se pohybovali plně vzpřímeně a měli vyvinutější osteologii i muskulaturu oblastí řídicích řeč.

KVARTÉR

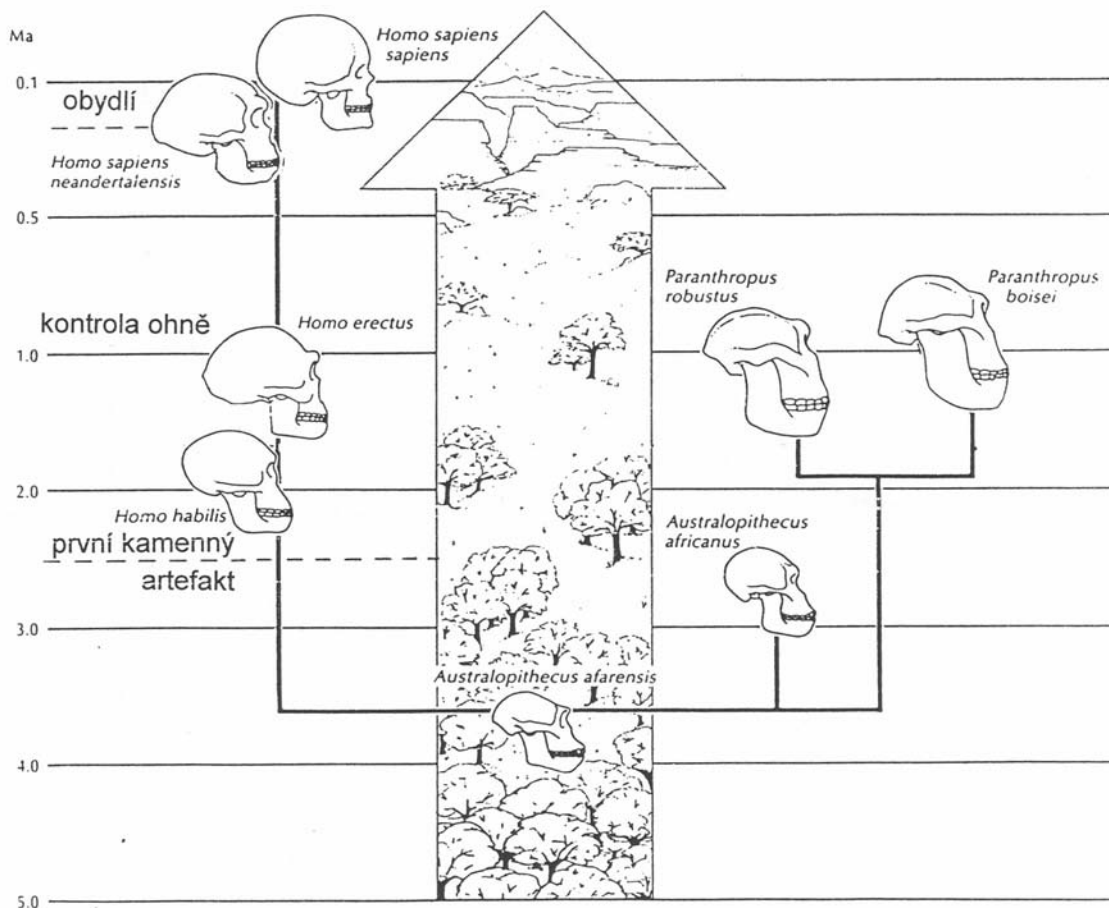


Obr. 93. Vývojové vztahy hominidů s nejnovějšími údaji číselného datování. H = *Homo*, A = *Australopithecus*, P. (vpravo nahoře) = *Paranthropus* - robustní pozdní australopiték, P. (vpravo dole) = *Pan* (upraveno podle Wood, 1994).

Rozšíření *H. erectus* v Africe, Asii, Indonésii a Evropě vzbuzuje kontroverzní diskuse o jeho původu a migracích. Souběžně se závěrem jeho výskytu se objevuje kolem 800 Ka archaický *H. sapiens* (včetně *H. heidelbergensis*) rozšířený opět v Africe, Evropě a Asii a mizí zhruba ve stejné době jako *H. erectus*. V Evropě jsou poté starší sapientní populace zastoupeny neandertálci (*H. sapiens neanderthalensis*), lidmi s velkou mozkovnou a odolnými vůči chladu (na Moravě lokality Kůlna, Ochoz, Šipka). Jejich nástroje i kosterní zbytky se objevují kolem 230 Ka (především však 80 Ka) a mizí okolo 35 Ka. Nástup anatomicky moderních sapientních forem (*H. sapiens sapiens*) je ještě plný nejasností. Podle některých autorů se vynořují v Jižní Africe v období 125 Ka (Langebaan) a 38 Ka jsou doloženy již i v Evropě. Jeho populace jsou robustnější než populace dnešního člověka a podle většiny názorů nepocházejí přímo z neandertálské linie, kterou zřejmě ze společných areálů vytlačily.

Homo sapiens sapiens prožívá velice rychlý vývoj sociální a kulturní spojený s rozvojem řeči a abstraktního myšlení. Osidluje rychle prakticky celou planetu a stává se dominantním jevem holocénu, v jehož závěru **mění zásadně obraz Země**. S jeho činností je spojen zánik

četných druhů živočichů i rostlin (popř. i vznik nových poddruhů), změna vodních i kontinentálních ekosystémů (propojení oceánů a moří, vznik a zánik velkých vodních bazénů, snižování rozlohy deštných pralesů, odlesňování, rozšíření stepí, pouští, zemědělství, domestikace zvířat), změna morfologie krajiny (těžba, komunikace), změna charakteru půd, hydrosféry a atmosféry, změny v koloběžích látek aj.



Obr. 94. Výklad fylogeneze hominidů spojený ze způsobem života, pohybu (šipka uprostřed), užívání nástrojů a ohně (upraveno podle Susman, 1992).

2.6.2.4. REGIONÁLNÍ PŘEHLED

Kvartér na Moravě a ve Slezsku. Ve střední Evropě patří k nejvýznamnějším oblastem kvartéru území Moravy právě pro svou polohu **mezi kontinentálním zaledněním na severu a alpským vysokohorským zaledněním na jihu**. Stýkají se v něm tedy kvartérní jevy a jejich znaky i fosílie a sedimenty různé geneze a provenience umožňující vzájemnou korelaci obou uvedených zalednění a syntézu paleogeografického vývoje. Stratigrafické členění proto vychází jak z alpské tak severoevropské klasifikace a výsledný obraz zdaleka není ještě úplný.

Vertikální pohyby dílčích orogenetických celků Českého masivu i Západních Karpat podél starších zlomových linií v kvartéru Moravy diferencovaně pokračují. Vyzdvižená pohoří podléhají intenzivní denudaci. V glaciálech je běžný **permafrost** a např. v Hrubém Jeseníku a i v Moravskoslezských Beskydech jsou uvažovány i možnosti vzniku ledovců. V periglaciálních podmínkách vznikají **mrazové sruby** (např. Tisůvka u Cikháje, Petrovy kameny a celá řada dalších), **kamenná moře a kamenné proudy** (např. Babí lom u Brna) a

rozsáhlá deluvia a deluviofluviální sedimenty. Pohoří jsou zdrojem materiálu pro akumulaci v depresích a údolích řek, jejichž základní obraz byl vytvořen již v neogénu a během kvartéru dotvářen do současné podoby.

Na území **Slezska a severní Moravy pronikl** v pleistocénu svým jižním okrajem již zmíněný **severský kontinentální ledovec** dvakrát a zanechal zde glacienní sedimenty (především tilly) sahající až do Moravské brány. V halštrovském zalednění (elster) se jeho mocnost odhaduje do 100 m. Ledovcové uloženiny obsahují i **souvky severského původu** přinesené na velké vzdálenosti sunoucím se ledovcem ze Severní Evropy. Před jeho čelem se tvořila rozlehlá **jezera** vyplňovaná až 15 m mocnými sedimenty (písky, varvické jíly). V halštrovském zalednění bylo největší jezero stonavské a v sálském zalednění jezero opavsko-hlučinské. V souvislosti s oběma zaledněními ukládají řeky na severní Moravě a ve Slezsku až 10 m mocné šterky a šterkopísky ostravské **říční terasy** (tzv. hlavní terasa), které lze sledovat v údolí např. Odry, Opavy, Ostravice aj. Ústup sálského ledovce znamená výzdvih této oblasti a nástup erozivních procesů i v údolní a říční síti, která má již od svrchního pleistocénu dnešní podobu. Během viselského glaciálu ležel jižní okraj kontinentálního ledovce poměrně vysoko na severu (střední Německo a Polsko) a tento glaciál je typický řadou klimatických výkyvů. Intenzivní eolická činnost uložila mohutné (až 15 m mocné) **sprašové pokryvy** stratigraficky shodné s würmskými sprašemi jižnějších oblastí. Holocén severní Moravy a Slezska je charakteristický především ukládáním **povodňových hlín** trvajícím dodnes a přerušeným mezi boreálem a atlantikem epizodou silné eroze. V okolí pramenů s dostatečným obsahem rozpuštěného uhličitánu vápenatého se tvoří během holocénu četné pěnovce (např. Bernartice, Nový Jičín).

Jižně od Moravské brány převládají v pleistocénu akumulární procesy ukládající sedimenty různého typu především v oblasti Hornomoravského úvalu, Dolnomoravského úvalu, Vyškovské brány a Dyjskosvrateckého úvalu. Tyto oblasti se vyznačovaly již v neogénu výraznou subsidencí a i v kvartéru jsou vyplňovány tentokrát kontinentálními sedimenty. Hornomoravský úval je zanášen uloženinami přítoků a toku řeky Moravy, která protékala ve starším pleistocénu Vyškovskou branou a teprve od mindelu byla zvedáním pozdějšího povodí Rakovce a poklesy střední části Hornomoravského úvalu odkloněna přes Napajedelskou bránu do současného směru. Říční pleistocenní akumulace jsou v Hornomoravském úvalu zachovány **v několika výrazných terasách**: lukovské (zřejmě závěr günzu), brodecké (svrchní mindel), králické neboli hlavní (holstein až spodní riss, její šterky a šterkopísky jsou nejlépe zachovány mezi Hulínem a Záhlinicemi) a nedakonické (svrchní riss). V Dolnomoravském úvalu je situace poněkud odlišná především tím, že jsou zde vedle fluviálních výrazněji zastoupeny i sedimenty fluvioakustrinní dokumentující přítomnost rozlehlých **průtočných jezer**. Tento úval je až do mindelu vyplňován akumulacemi Dyje a od mindelu i Moravy. I zde ukládá Morava během rissu ve dvou morfologických stupních tzv. hlavní terasu, kterou lze korelovat s králickou terasou Hornomoravského úvalu. Relikty hlavní terasy sahají až do Záhorské nížiny do okolí Skalice a Holíče. V Dyjskosvrateckém úvalu začíná fluviální akumulace ve staré předkvartérní říční síti, postupně vyklizované od neogenních převážně mořských sedimentů, již v pliocénu. **V Brněnské kotlině** je tohoto stáří nejstarší terasa líšeňská, pleistocenní je již terasa stránská (günz) a nejrozsáhlejší a nejmocnější v celém úvalu je **terasa tužanská** (günz a cromer). Ta je na jihu označována jako syrovicko-iváňská a tvoří nejrozlehlejší kvartérní říční sedimenty (šterkopísky) v dyjskosvrateckém úvalu. Ukládala se v období, kdy Svitava tekla ještě mezi Stránskou skálou a Novou horou a vytvářela jižně od Brna rozsáhlé jezero. Mladší terasa (riss) táhnoucí se ze severního (Obřany, Maloměřice) do jižního okraje Brna se ukládala již po přeložení toku Svitavy do dnešní cesty a je označována jako modřická. Vývoj terasových úrovní pokračuje pak až do současnosti. Podobně jako na Svitavě a Svatce jsou jednotlivé morfostratigrafické úrovně znamenající střídání erozní a akumulární činnosti řek vyvinuty i

na Dyji, Jihlavě a dalších menších tocích směřujících do úvalu. Mají však menší plošný rozsah než výše zmíněné terasy. V úvalu se rozlévala v pleistocénu i řada **průtočných jezer**, jejichž uloženiny jsou zachovány např. u Bulhar, Nových Mlýnů (mindel) a Znojma (poslední glaciál).

Území jižně od Moravské brány bylo v pleistocénu vystaveno velmi intenzivní **eolické činnosti**. Jejím výsledkem jsou proměnlivě mocné **pokryvy spraší** (zvláště jihovýchodních svahů elevací) obsahující často **různé typy půd**. Představují významné stratigrafické úrovně umožňující korelaci pleistocenních uloženin různého typu. Nejlépe zachovaný středoevropský sprašový profil s půdními komplexy **na Červeném kopci v Brně** je výsledkem 11 úplných glaciálních cyklů a umožňuje srovnat sedimentační genezi spraší, půd i říčních teras na Moravě. Jeho vyjimečnost je doplněna blízkostí pleistocenních fenoménů **na Stránské skále u Brna**. Její spodno- a střednopleistocenní profily sutí, spraší, půd a povodňových hlin spolu s perfektně zachovaným profilem cromeru s bohatou faunou obratlovců, měkkýšů a ostrakodů slouží jako další standard pro stratifikaci v celém dyjskosvrateckém úvalu i mimo něj. Nejrozsáhlejší **sprašové pokryvy** na Moravě byly naváty během **würmu** a pozdního glaciálu a nezdávka dosahují mocnosti 20 m. Jsou v nich zachovány i významné nálezy nástrojů a osteologických zbytků člověka i dalších antropologických objektů. K nejvýznamnějším **lokality paleolitu** na Moravě v nich patří Pavlov, Dolní Věstonice a Předmostí. Současně se sprašovými pokryvy se ukládaly ve würmu i nejmocnější **pokryvy vátých písků** (místy až 35 m), především v jižní části Dyjskosvrateckého úvalu u soutoku Svratky a Dyje a v jižní části Dolnomoravského úvalu a Záhorské nížině. Zvláště v Dolnomoravském úvalu jsou velmi rozšířeny v okolí Moravského Písku, Vracova, Rohatce, Vacenovic a Hodonína. Byly vyváté zřejmě ze svrchnomiocenních písků vídeňské pánve popřípadě pochází jejich materiál i ze starších kvartérních štěrkopísků řeky Moravy. Intenzivní eolická činnost pokračovala ještě v holocénu a některé váté písky jsou i tohoto stáří.

V holocénu je dokončována v detailu morfologie elevací orogenetických celků a moravských úvalů do dnešní podoby. Na štěrkopískách würmského stáří a stáří pozdního glaciálu se ukládají v mocnosti nepřevyšující většinou **10 m povodňové hlíny**. Na jejich bázi bývají vyvinuty rašeliny nebo **slatinné zeminy** (Vyškovsko) nebo polohy zuhelnatělých dřev, popřípadě obsahují i fosilní půdy (Dolní Věstonice, Veselí nad Moravou). V jižní části Českomoravské vrchoviny vznikají v holocénu i četné **rašeliny**. Jejich tvorba je doložena i v oblasti Kralického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Začátkem atlantiku vzniká např. Velké jezírko u Rejvízu.

Velmi variabilní paleogeografický vývoj tohoto území v kvartéru se projevil i specificky na modelaci povrchových i podzemních tvarů v **Moravském krasu**. Permafrost v chladných obdobích ovlivnil běh krasových vod. Hloubka promrzání v oblasti Moravského krasu dosahovala až 300 m. **Mrazové zvětrávání** zesílilo **rozrušování svahů, soliflukce** v teplých obdobích pak **svahové pohyby**. Pokračoval **vývoj krasových fenoménů** na povrchu i v jeskyních. V jeskynních sedimentech a výplních krasových puklin jsou zachovány velmi bohaté **osteologické lokality** především suchozemských obratlovců dokumentující, že jeskyně sloužily jako doupata medvědů, hyen a malých šelem (vlci, lišky, kuny tchoří aj.). Řada jeskyň obsahuje i tzv. kulturní vrstvy vzniklé činností člověka (např. Pekárna, Kůlna). Představují obsáhlou dokumentaci nejen o fauně a flóře, ale i o způsobu života lidí především v mladším pleistocénu.

Český masiv se v kvartéru intenzivně zvedá, je dotvářen reliéf okrajových horstev. Jen na Šluknovsku a Ještědsku se ukládají nejjížnější sedimenty elsterského zalednění (později jsou transportovány valouny severského původu i do teras Labe). Jižněji již kontinentální ledovec nezasáhl a celá oblast se vyvíjí v podmínkách periglaciálních. Běžné jsou projevy zvětrávání až do hloubek několika desítek metrů spojené se vznikem mocných eluvií a hromaděním svahových hlin a sutí, dále pak projevy erozní a akumulární činnosti řek a eolické činnosti.

Výrazné říční terasy na Českém masivu vznikají především v **labsko-vltavské soustavě** již od neogénu a jejich vývoj pokračuje během celého pleistocénu. Zvláště v povodí Vltavy je tvorba teras velmi rozsáhlá. Největší zahloubení říčních toků dosahuje zhruba 140 m pod úroveň nejvyšší terasy. Z eolických sedimentů se najmocnější spráše mladšího pleistocénu i s několika půdními komplexy hromadí především severně od Prahy v údolí Vltavy, v Polabí, Pojizeří a v Českém Středohoří. V Českém krasu probíhají intenzivní krasové pochody spojené se vznikem jeskyní. Doznívá vulkanická činnost, k nejmladším patří **vulkanity Komorní Hůrky** u Františkových lázní (mladší pleistocén). Holocén s rázem intergalciálního klimatu je pak charakterizován vývojem půd, tvorbou rašelin a slatin.

2.6.2.5. SHRNUTÍ

Další velké zalednění planety, kontinentální i vysokohorské ledovce.

Klimatické oscilace vedou ke střídání glaciálů a intergalciálů.

Klima ovlivňuje severojižní migrace fauny a flóry.

Koncem pleistocénu a v holocénu nastupují dnešní společenstva fauny.

Vývoj hominidů vede k anatomicky modernímu člověku.