

KATEDRA GEOLOGIE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
UNIVERZITA PALACKÉHO

HISTORICKÁ GEOLOGIE

ONDŘEJ BÁBEK

Olomouc 2005

Abstrakt

Tento text slouží jako úvod do geologického vývoje planety Země od jejího vzniku až do současnosti. Ve všeobecné části se studenti seznámí se principy měření času v geologii a hlavními geologickými procesy, které můžeme interpretovat ze studia hornin. V přehledné části je pak nastíněn vývoj zemské kůry, klimatu, atmosféry, hydrosféry a živých organismů v ucelených časových fázích, které odráží geologickou časovou škálu.

Cílová skupina

Text je určen studentům třetího ročníku studijního programu Učitelství geologie a životního prostředí v kombinaci s biologií, chemií nebo matematikou na Přírodovědecké fakultě Univerzity Palackého v Olomouci. Text nepředpokládá žádné nebo pouze minimální vstupní znalosti z oboru geologie a biologie, a měl by být srozumitelný v podstatě komunikaci s ukončeným středoškolským vzděláním všeobecného směru.

Obsah

1	Všeobecná část	8
1.1	Základní principy historické geologie.....	8
1.1.1	Princip aktualismu	8
1.1.2	Princip počáteční horizontality a princip superpozice	8
1.1.3	Pravidlo stejných zkamenělin	9
1.2	Metody určování času v geologii	10
1.2.1	Relativní datování hornin	10
1.2.2	Číselné datování hornin	12
1.3	Stratigrafie	14
1.3.1	Litostatigrafie	15
1.3.2	Biostratigrafie	16
1.3.3	Chemostratigrafie	17
1.3.4	Magnetostratigrafie.....	17
1.3.5	Chronostratigrafie	18
1.4	Paleoekologie	21
1.4.1	Ekologické faktory	21
1.5	Facie a prostředí sedimentace	23
1.5.1	Waltherův zákon.....	24
1.5.2	Prostředí sedimentace	25
1.6	Globální desková tektonika.....	32
1.6.1	Litosféra a astenosféra	32
1.6.2	Litosférická rozhraní.....	34
1.6.3	Stěhování kontinentů a Wilsonův cyklus	38
2	Přehledná část.....	41
2.1	Předgeologický vývoj a základní geologické časové dělení	41
2.2	Archaikum	43
2.2.1	Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů	43
2.2.2	Vznik a prvotní vývoj života	44
2.3	Proterozoikum.....	46
2.3.1	Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů	46
2.3.2	Vývoj života	47
2.3.3	Proterozoikum v České republice	48
2.4	Paleozoikum.....	49
2.4.1	Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů	49

2.4.2	Vývoj klimatu	51
2.4.3	Vývoj života	52
2.4.4	Paleozoikum v České republice.....	56
2.5	Mesozoikum.....	58
2.5.1	Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů	59
2.5.2	Vývoj klimatu	60
2.5.3	Vývoj života	61
2.5.4	Mesozoikum v Českém masívu	66
2.6	Kenozoikum.....	67
2.6.1	Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů	68
2.6.2	Vývoj klimatu	69
2.6.3	Vývoj života	70
2.6.4	Kenozoikum v Českém masívu	73
3	Závěr.....	75
4	Seznam literatury.....	76
5	Seznam obrázků	77
6	Rejstřík	78

1 Všeobecná část

1.1 Základní principy historické geologie

Studijní cíle: Po prostudování kapitoly bude čtenář rozumět základním logickým pravidlům, o která se opírá historická geologie.

Klíčová slova: Uniformismus, princip aktualismu, princip superpozice, pravidlo stejných zkamenělin, fosílie, korelace

Potřebný čas: 30 minut.

Snahu o pochopení nebo výklad vzniku Země a jejího vývoje v čase zaznamenáváme již v nejstarších civilizacích. Řada z těch nejranějších vizí je nějakým způsobem začleněna do náboženských textů, ať už zmíníme sumerské nebo starozákonní mýty o celosvětové potopě nebo mýty o stvoření světa obsažené v takřka všech starověkých mytologických a teologických textech. První racionální výklady některých pozorovaných geologických jevů dnes známých jako vulkanismus, sedimentace a vrásnění nebo geologických objektů jako jsou fosílie a minerály, podávají Thales Milétský (5. stol. př.n.l.), Aristoteles (4. stol. př.n.l.) Plinius starší (1. stol. n.l.) a později v období humanismu a renesance Giordano Bruno a Leonardo da Vinci (16. stol. n.l.). Teprve v 18. a 19. století se však objevují první základní kameny, se kterými geologie (včetně té historické) pracuje až do současnosti. Uveďme si ty nejdůležitější:

Základní principy moderní geologie byly formulovány v 18. a 19. století

1.1.1 Princip aktualismu

Jedním ze základních geologických principů je **princip uniformity** (uniformismu), který říká, že *platnost přírodních zákonů se v průběhu času nemění*, a jehož význam v historických vědních disciplínách spočívá v předpokladu, že přírodní zákony platné dnes probíhaly stejně i v minulosti. Uniformismus byl v geologii poprvé formulován skotským přírodovědcem Jamesem Huttonem (viz obrázek Obr. 1).

jako tzv. **princip aktualismu**, který říká, že geologické procesy probíhající dnes probíhaly stejně i v minulosti. Princip aktualismu byl jednou z příčin zrodu moderní geologie, avšak jeho široce pojatá uniformita (neměnnost) se později ukázala jako neudržitelná.

Pozdější geologické výzkumy ukázaly, že mnoho geologických procesů známých z minulosti dnes **neprobíhá stejným způsobem nebo neprobíhá vůbec**. Příčinou rozdílů jsou odlišné fyzikální, chemické a biologické podmínky, ve kterých geologické procesy probíhaly v minulosti a dnes. Jako příklad uveďme rozdíly ve salinitě (obsahu soli) mořské vody, chemickém složení atmosféry, zpomalování rotace Země kolem své osy a prodlužování dne, nepřítomnost života v nejstarších obdobích a nepřítomnost rostlinného pokryvu souše před silurem. Moderní princip aktualismu je proto doplněn o **vývojový prvek** – Zemi chápeme jako systém, který se vyvíjí, a podle zákonitostí tohoto vývoje a podle současné vývojové úrovně interpretujeme její vývoj v minulosti při zachování neměnnosti přírodních zákonů

Přírodní podmínky panující na Zemi a v zemské kůře se neustále mění

1.1.2 Princip počáteční horizontality a princip superpozice

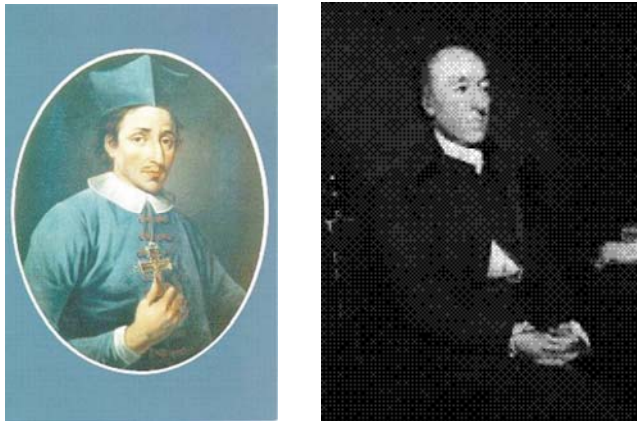
Tyto principy vyslovil dánský lékař a přírodovědec Niels Stensen (Nicolaus Steno, viz obrázek Obr. 1). **Princip počáteční horizontality** vrstev říká, že vrstvy kolmé nebo ukloněné vůči horizontu byly v minulosti rovnoběžné s horizontem. Logickým předpokladem pro jeho vyslovení je zjištění, že vrstvy se ukládají přibližně vodorovně se zemským povrchem.

Princip počáteční horizontality úzce souvisí s dalším pravidlem, kterým je **princip laterální neměnnosti**. Ten říká, že horninové těleso laterálně pokračuje v nezměněné formě až do

okamžiku, kdy mu v tom brání nějaká změna nebo struktura. V praxi lze tohoto principu využít tak, že vrstvy jsou deskovitá horninová tělesa s jednotným složením a značným laterálním rozsahem.

Vlastní **princip superpozice** pak praví, že vrstvy ležící výše jsou mladší než vrstvy ležící níže. Logickým předpokladem pro toto tvrzení je, že každá vrstva, či geologické těleso vzniká během konečného časového intervalu. V normálním vrstevním sledu potom posloupnost několika vrstev představuje sukcesi stejného počtu po sobě jdoucích časových úseků. Tento princip však neplatí univerzálně, jeho platnost je narušena v tektonicky převrácených vrstevních sledech a v některých specifických depozičních systémech (např. říční terasy).

Pomocí prostorového uspořádání vrstev jsme schopni určovat časové vztahy starší/mladší



Obr. 1 Nicolaus Steno (vlevo) a James Hutton (vpravo)

1.1.3 Pravidlo stejných zkamenělin

Třetím zásadním pravidlem je pravidlo stejných zkamenělin, které formuloval anglický geolog - samouk William Smith. Pravidlo stejných zkamenělin je založeno na principu superpozice a na zákonitosti biologického vývoje (evoluční teorie). Tento princip říká, že *vrstvy usazených hornin obsahující stejné fosilie jsou stejně staré* a umožňuje tak porovnávat (**korelovat**) vrstvy se stejným fosilním obsahem a interpretovat je jako stejně staré.

Platnost principu stejných však může být narušena ve vrstvách, které obsahují přepracované, vícekrát uložené organizmy. Platnost tohoto principu je dále narušena tzv. **principem homotaxie**, který říká, že *výskyt shodných znaků hornin v různých vrstvách ukazuje na jejich shodnou uspořádanost, avšak ne na jejich absolutní současnost*. Tento princip poukazuje na to že seberychnější geologické procesy se nešíří nekonečnou rychlostí a tudíž se posouvají v čase. To vede ke vzniku často nezanedbatelných časových prodlev mezi výskytem vrstev se stejnými znaky (v našem případě zkamenělinami), které jsou korelovány na velké vzdálenosti

Shrnutí

Princip aktualismu stál koncem 18. století u zrodu moderní geologie. Geologické procesy, které pozorujeme dnes, jsou podobné, nikoli však vždy identické s procesy, které probíhaly v geologické minulosti. Princip počáteční horizontality, laterální neměnnosti a superpozice vrstev a pravidlo stejných zkamenělin umožňují chápat vztahy mezi prostorem a časem v geologii. Základní principy geologie nejsou přírodními zákony, neplatí univerzálně.

Pojmy k zapamatování

- princip uniformity (uniformismus)

- princip aktualismu
- omezení platnosti principu aktualismu
- princip superpozice
- pravidlo stejných zkaměnelin

Kontrolní otázky

1. Vysvětlete, proč princip aktualismu není univerzálně platný
2. Je možné interpretovat horniny, které obsahují stejné fosílie, jako stejně staré?

Úkoly k textu

1. Představte si normální vrstevní sled deseti na sebe uložených vrstev vápence. První až pátá vrstva obsahuje fosílie trilobitů, kdežto šestá až desátá vrstva obsahuje fosílie šestičetných korálů. Která z těchto skupina fosilií je vývojově mladší? Které principy a pravidla jste pro vyřešení úkolu použili?

1.2 Metody určování času v geologii

Studijní cíle: Seznámit čtenáře se základními principy určování stáří hornin v geologii.

Klíčová slova: Relativní datování hornin, číselné datování hornin, časoprostorové vztahy mezi horninami, přirozená radioaktivita

Potřebný čas: 1 hodina 30 minut.

Metody měření času (datování) v geologii můžeme rozdělit do dvou základních skupin - metody **relativního datování** a metody **absolutního (číselného) datování** hornin. Při použití relativního datování můžeme o dané hornině říci, že je starší nebo mladší než jiná hornina, nebo ji porovnat (korelovat) s jinou stejně starou horninou. Metodami číselného datování můžeme určit stáří horniny jako čas uplynulý od vzniku horniny do současnosti (za referenční časové vyjádření současnosti slouží rok 1950), uváděný zpravidla v desetinásobcích roků: ka = tisíce let, Ma = milióny let, Ga = miliardy let.

Relativní datování hornin je snadnější ale také méně přesné než číselné datování

1.2.1 Relativní datování hornin

Pro stanovení poměrného stáří hornin se v geologii používá několika pravidla založených na prostorových vztazích dvou nebo více geologických těles. Patří k nim:

- pravidlo superpozice
- pravidlo průniku
- pravidlo stratigrafické inkluze

Podle **pravidla superpozice** v daném sledu nad sebou ležících vrstev je vrstva ležící výše mladší než vrstva ležící níže (viz kapitola 2) a můžeme tedy říci, že existuje velmi úzký vztah mezi ukládáním vrstev a časem. Ve stratigrafii hovoříme o dvou typech uložení vrstev:

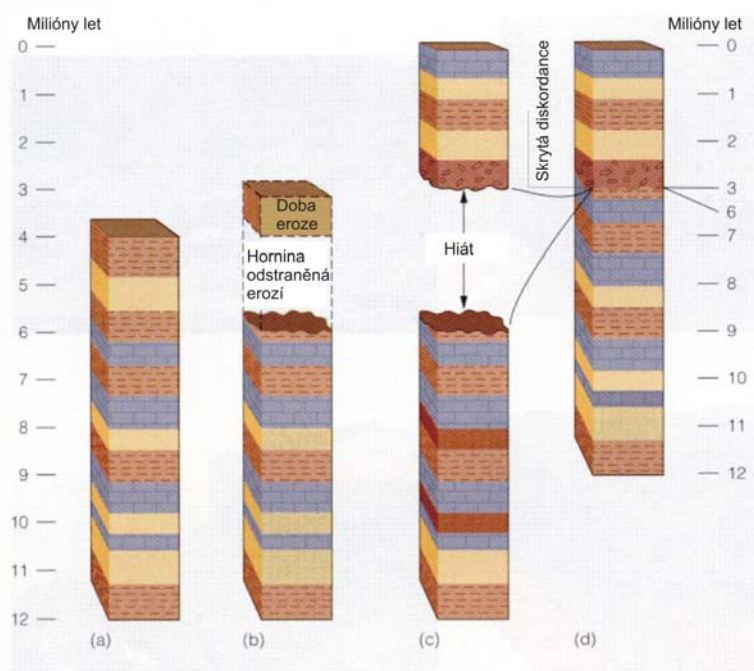
- souhlasném (**konkordantním**) a
- nesouhlasném (**diskordantním**).

Dvě nad sebou ležící vrstvy jsou uloženy konkordantně, pokud mezi jejich ukládáním neexistuje žádná časová prodleva. Pokud uložení následující vrstvy nastalo až po určité (geologicky měřitelné) časové prodlevě po vrstvě předchozí, jsou vrstvy uloženy diskordantně. Zmíněná časová prodleva, tedy období, ve kterém nedochází k žádnému ukládání, se nazývá **hiát**. Existují dva typy diskordancí, úhlová a skrytá. Jako **úhlovou diskordanci** označujeme hranici vrstev, kde mezi orientací vrstevních ploch nadložních a podložních vrstev existuje zřetelný úhel. Nejčastěji jsou vrstvy v podloží ukloněny, kdežto vrstvy v nadloží jsou uloženy horizontálně. U **skryté diskordance** (viz obrázek Obr. 2) mezi vrstvou v nadloží a v podloží žádný úhel není, tj. nejčastěji jsou obě uloženy horizontálně.

Úhlové diskordance slouží k relativnímu datování horotvorných procesů

Průvodce studiem

Podle principu počáteční horizontality předpokládáme, že vrstvy se ukládají pouze vodorovně se zemským povrchem. Náklon vrstev u úhlové diskordance vzniká až druhotně při zvrásnění (deformaci) vrstev. Logická posloupnost událostí, kterou můžeme odvodit z úhlové diskordance, tedy bude (1) uložení prvního souboru vrstev, (2) zvrásnění těchto vrstev, (3) zarovnání zvrásněného souboru zpět do horizontály (vodorovně se zemským povrchem), a (4) uložení druhého souboru vrstev podle principu horizontality.



Obr. 2 Vztah mezi ukládáním vrstev a časem a vznik skryté diskordance

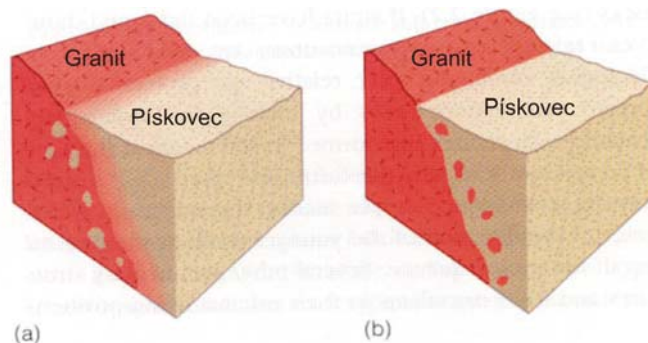
Volně formulováno, **pravidlo průniku** praví, že geologická struktura, která proniká (porušuje) jinou strukturu, je mladší než tato proniknutá struktura. Pravidlo průniku se vztahuje jak na horninové tělesa (žíly, plutony) tak na tektonické poruchy (např. zlomy).

Podle **pravidla stratigrafické inkluze** je geologická struktura, která je uzavřena nebo pohlcena v jiné struktuře, starší než je tato uzavírající (pohlující) struktura (viz obrázek Obr. 3). Pravidlo inkluze se nejčastěji vztahuje na horniny, minerály nebo zkameněliny.

1.2.2 Číselné datování hornin

Metody číselného datování jsou založeny na známé rychlosti některých fyzikálně-chemických a biologických procesů zaznamenaných v horninách. Pokud známe rychlost procesu, jsme pomocí záznamu tohoto procesu v hornině schopni vypočítat dobu jeho trvání. Nejčastěji používaným procesem je samovolný rozpad radioaktivních izotopů (izotop uranu ^{235}U , izotop draslíku ^{40}K , izotop uhlíku ^{14}C), které jsou obsaženy v některých minerálech (zirkon, monazit, muskovit, ortoklas) nebo v organické hmotě, na jiné izotopy. Tento postup využívají radiometrické metody datování.

Radiometrickými metodami můžeme datovat pouze horniny, které obsahují přirozeně radioaktivní izotopy.



Obr. 3 Pravidlo stratigrafické inkluze. (a) pískovec je starší než granit, (b) pískovec je mladší než granit

Rozpadající se jádra se označují jako **mateřská jádra**, kdežto nově vzniklá jádra nazýváme **dceřinnými jádry**. Jádra přirozeně radioaktivních izotopů se samovolně mění (rozpadají) na jiné izotopy třemi způsoby:

- alfa rozpad
- beta rozpad
- záchyt elektronu

Průvodce studiem

*Jako radioaktivitu označujeme spontánní rozpad izotopů za současného uvolňování energie. Tento jev poprvé objevili a popsali Marie a Pierre Curieovi v roce 1903. **Atom** každého prvku se skládá z elementárních elektricky nabitých částic, kladně nabitých **protonů**, záporně nabitých **elektronů** a konečně **neutronů**, jejichž elektrický náboj je nulový nebo si jej můžeme představit jako dvojici kladného a záporného náboje, které se navzájem ruší. Protony a neutrony jsou obsaženy v jádře atomu a jejich součet nám udává tzv. **atomovou hmotnost** prvku. Počet protonů v jádře nám udává tzv. **atomové číslo** prvku. Prvek je určen svým atomovým číslem, avšak u některých prvků se při zachování atomového čísla může měnit atomová hmotnost. Takovýmito objektům se potom říká **izotopy** (např. izotopy uranu ^{235}U , ^{238}U). Podstatou radioaktivity je samovolná změna atomového čísla a tedy přeměna prvku (nebo jeho izotopu) na jiný prvek (nebo jeho izotop). Ne všechny prvky a ne všechny izotopy prvku jsou samovolně radioaktivní.*

Při **alfa rozpadu** je z mateřského jádra vystřeleno tzv. heliové jádro (2 protony a 2 neutrony) a atomové číslo se tedy sníží o 2 a atomové hmotnost o 4.

Při **beta rozpadu** je z atomu vystřelen jeden elektron (záporný náboj), v důsledku čehož jeden neutron ztratí ze své dvojice nábojů záporný náboj a zůstane mu pouze kladný náboj. Tento

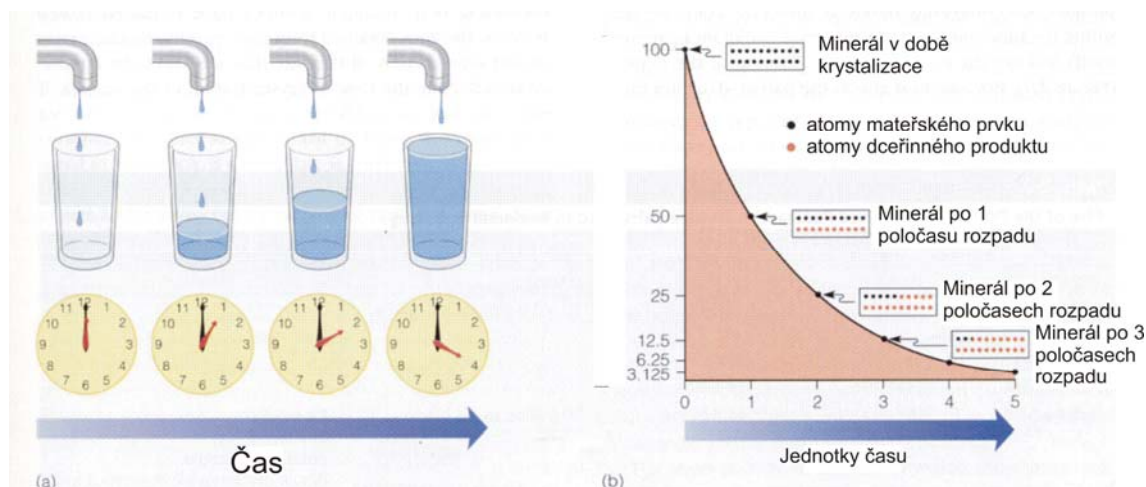
neutron se tedy změní na proton, atomové číslo se zvýší o 1 a atomová hmotnost zůstane stejná, jako před rozpadem.

Třetím případem rozpadu je **záchyt elektronu** zvenčí, při kterém se jeden proton v jádře elektricky vyruší příjmem záporného náboje a změní se na neutron. Atomové číslo se sníží o 1 a atomová hmotnost zůstane stejná.

Většina mateřských jader se nerozpadá přímo, ale činí tak v sérii po sobě jdoucích, často se střídajících rozpadů α , β a elektronového záchytu. Tyto série se nazývají **rozpadové řady**, kterých se pro číselné datování používá celá řada. Je to například rozpadová řada $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$, $K^{40} \rightarrow Ar^{40}$, $Rb^{87} \rightarrow Sr^{87}$ nebo řada $C^{14} \rightarrow N^{12}$.

Rychlost radioaktivních rozpadu je dána tzv. **poločasem rozpadu**, což je doba, za kterou se počet mateřských jader sníží na polovinu (viz obrázek Obr. 4). Na počátku radioaktivního rozpadu prvek obsahuje 100% mateřských jader a 0% dceřinných jader. S uplynulými poločasy rozpadu se podíl mateřských jader snižuje na 1/2, 1/4, 1/8 atd., zatímco počet dceřinných jader stoupá na 1/2, 3/4, 7/8 atd. K úplnému rozpadu mateřských jader však nikdy nedojde, neboť za jeden poločas rozpadu se rozpadne vždy jen polovina z předchozí poloviny mateřských jader. Délka trvání procesu je dána **poměrem dceřinných ku mateřským jádrům**, který můžeme zjistit z chemické analýzy datovaného minerálu nebo horniny. Z tohoto poměru zjistíme, jaký násobek poločasu rozpadu nás dělí od okamžiku, kdy se radioaktivní prvek v minerálu nebo hornině začal rozpadat, což je nejčastěji okamžik jejich vzniku. Různé poločasy rozpadu předurčují různé rozpadové řady k použití na jiný časový interval. Například, metoda $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$ s poločasem rozpadu 4,5 miliard let se používá k datování prekambričských hornin zatímco metoda radiouhlíku $C^{14} \rightarrow N^{14}$ s poločasem rozpadu 5730 let se používá v archeologii a kvartérní geologii k datování objektů mladších než 50 000 let.

Čím je poločas rozpadu delší, tím starší horniny jsme schopni datovat



Obr. 4 Princip číselného datování. (a) vztah mezi probíhajícím procesem (kapající kohoutek) a časem, (b) poločas rozpadu

Další metodou číselného datování je metoda **dendrochronologická**, která využívá počtu letokruhů viditelných na průřezech dřevin. Rychlost procesu je dána sezónním přírůstkem hmoty rostliny (1 rok), doba trvání procesu je dána počtem letokruhů. Tato metoda má však zjevný limit svého dosahu do minulosti, jež je omezen na pouhých několik tisíc let.

Shrnutí

Relativním datováním hornin určujeme, zda je hornina starší nebo mladší než jiná hornina. Číselným datováním hornin stanovujeme stáří hornin v jednotkách času - létech a jejich násobcích

Relativní datování hornin je snadnější (a také levnější) než číselné datování.

Radiometrické datování je založeno na využití spontánní radioaktivity izotopů v horninách se známým poločasem rozpadu

Pojmy k zapamatování

- časoprostorové vztahy geologických těles: superpozice, inkluze, průnik
- konkordance a diskordance
- radiometrické metody datování
- poločas rozpadu
- rozpadové řady
- dendrochronologie

Kontrolní otázky

3. *Jak nazvete hranici dvou horizontálně uložených vrstev, mezi jejichž usazením nastala značná časová prodleva?*
4. *Vysvětlete hlavní rozdíly mezi relativním a číselným datováním hornin*
5. *Vyjmenujte způsoby radioaktivního rozpadu izotopů na jiné izotopy?*
6. *Definujte poločas rozpadu.*

Cvičení

1. Vápenec na lokalitě 1. je proniknut čedičovou žilou. Slepeneč na lokalitě 2. obsahuje valouny (inkluze) téhož čediče. Která hornina je starší, slepenec nebo vápenec?
2. Minerál v datované hornině obsahuje radioaktivní mateřské a dceřinné izotopy v poměru 25% mateřských izotopů a 75% dceřinných izotopů. Poločas rozpadu mateřského izotopu je 5730 let. Jaké je stáří minerálu?

Řešení

1. Podle pravidla průniku je na lokalitě 1. vápenec starší než čedič. Podle pravidla stratigrafické inkluze je slepenec na lokalitě 2. mladší než čedič. Slepeneč je tedy mladší než vápenec.
2. Po prvním poločasu rozpadu se původních 100% mateřských izotopů změnilo na 50% mateřských a 50% dceřinných izotopů. Po druhém poločasu se 50% mateřských izotopů změnilo na 25% mateřských a 25% dceřinných izotopů. Po dvou poločasech rozpadu je tedy mateřských izotopů 25% a dceřinných celkem 75%. Stáří minerálů tedy odpovídá dvojnásobku poločasu rozpadu: $5730 \times 2 = 11460$ let.

1.3 Stratigrafie

Studijní cíle: Seznámit čtenáře s nejčastěji používanými stratigrafickými metodami, tj. metodami relativního datování hornin.

Klíčová slova: Stratigrafická korelace, litostratigrafie, biostratigrafie, doplňkové stratigrafické metody, stratotypy, chronostratigrafie, geologická časová škála

Potřebný čas: 2 hodiny 30 minut.

Stratigrafie je geologická věda, která studuje vztahy geologických těles v prostoru a čase, nebo zjednodušeně, věda zkoumající vrstevní sledy. Primárním úkolem stratigrafie je zjišťovat relativní stáří hornin na základě znaků obsažených v horninách.

Základním úkolem stratigrafie je určovat stáří hornin pomocí metod relativního datování

Průvodce studiem

*Základním nástrojem stratigrafie je **stratigrafická korelace** (souvztažnost). Stratigrafická korelace je zaměřena na porovnávání kvalitativních a kvantitativních litologických, paleontologických, geochemických, fyzikálních a dalších znaků hornin s cílem určit stupeň podobnosti dvou či více na první pohled nespojitých horninových těles a vyjádřit se tak o jejich stáří (viz obrázek Obr. 5). Stratigrafická korelace je založena na principu laterální neměnnosti znaků. Laterální neměnnost znaků se však v přírodě v absolutní podobě nevyskytuje a korelace je proto vždy zatížena určitou chybou.*

Podle povahy znaků posuzovaných při stratigrafické korelaci se stratigrafie dělí na několik dílčích oborů:

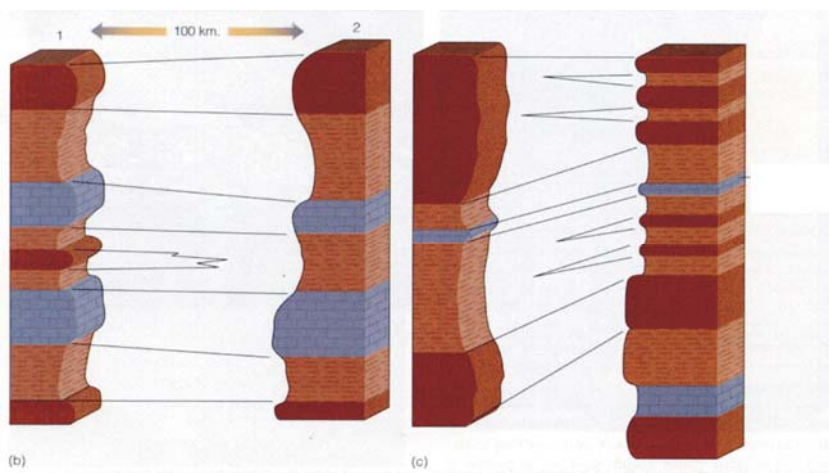
- **litostratigrafii** (korelace litologických znaků hornin),
- **biostratigrafii** (korelace paleontologického obsahu hornin),
- **chemostratigrafii** (korelace údajů o chemickém složení hornin)
- **magnetostratigrafii** (korelace údajů o orientaci zbytkového magnetismu zaznamenaného v horninách).

Nadřazeným oborem, který sjednocuje poznatky ze všech stratigrafických metod a metod číselného datování, je **chronostratigrafie** - nauka, jejímž cílem je sestavení globálně platné standardní stupnice, která rozděluje hypotetický, ideální a úplný profil zemskou kůrou na dílčí úseky ukládané v jednoznačně určených časových intervalech.

1.3.1 Litostratigrafie

Cílem **litostratigrafie** je stratigrafická korelace na základě makroskopických litologických znaků, jako jsou petrografické složení, primární horninové struktury a textury a někdy i fosilní obsah. Litostratigrafie pro korelaci využívá pravidla laterální neměnnosti vrstev a principu superpozice (viz obrázek Obr. 5).

Litostratigrafie u korelací „skládáme“ dohromady horniny, které původně tvořily nepřerušované těleso (vrstvy nebo více vrstev).



Obr. 5 Litostratigrafická korelace

Litostratigrafie dělí vrstevní sledy sedimentárních a někdy vulkanických hornin na po sobě jdoucí **litostratigrafické jednotky**. Základním kritériem pro toto členění je snadná rozlišitelnost od jiných jednotek přímo v terénu, tj. snadná mapovatelnost. Litostratigrafické jednotky se definují podle typické lokality, tzv. **stratotypu**, na kterém jsou určující litologické znaky exemplárně vyvinuté. Při vlastní litostratigrafické korelaci tedy porovnáváme litologické znaky neznámé horniny s obdobnými znaky vyvinutými na stratotypu s cílem stanovit, zda se hornina se stratotypem shoduje nebo ne. Dělení na litostratigrafické jednotky se řídí hierarchií, podle které jsou některé jednotky podřízeny jiným jednotkám (jsou jejich součástí).

Základní litostratigrafickou jednotkou je **souvrství**, které zpravidla představuje horninové těleso o mocnosti několik desítek až zhruba jeden tisíc metrů a laterálního rozsahu několik desítek až několik stovek kilometrů (např. *macošské souvrství* nazvané podle propasti Macocha v Moravském krasu).

Souvrství se rozděluje na litostratigrafické jednotky nižšího řádu - **členy** (vrstvy), v jejichž názvu se často objevuje základní litologická charakteristika (např. *vilémovický vápenec* je litostratigrafickým členem v rámci macošského souvrství).

Litostratigrafickými jednotkami vyššího řádu než je souvrství, tedy jednotkami nadřazenými, jsou **skupiny**, které se vyčleňují zpravidla v metamorfovaných komplexech (např. *kralupsko-zbraslavská skupina* ve středních Čechách).

1.3.2 Biostratigrafie

Biostratigrafie je metodou stratigrafické korelace, která využívá přítomnosti fosilií v horninách (viz obrázek Obr. 6).

Průvodce studiem

Biostratigrafie je založena na principu stejných zkamenělin, který je odrazem teorie biotické evoluce (vývoje druhů ve smyslu Charlese Darwina a jeho následníků) a předpokládá, že v průběhu času se složení biosféry na povrchu Země vyvíjelo a měnilo. Každý časový úsek je proto charakterizován jiným složením biotických společenstev.

Biostratigrafie rozděluje vrstevní sledy sedimentárních hornin na **biostratigrafické jednotky**. Základní biostratigrafickou jednotkou je **biozóna** (biostratigrafická zóna). Jako biozónu definujeme část zemské kůry, pro kterou je charakteristická přítomnost určité **vůdčí zkameněliny** (indexové fosilie).

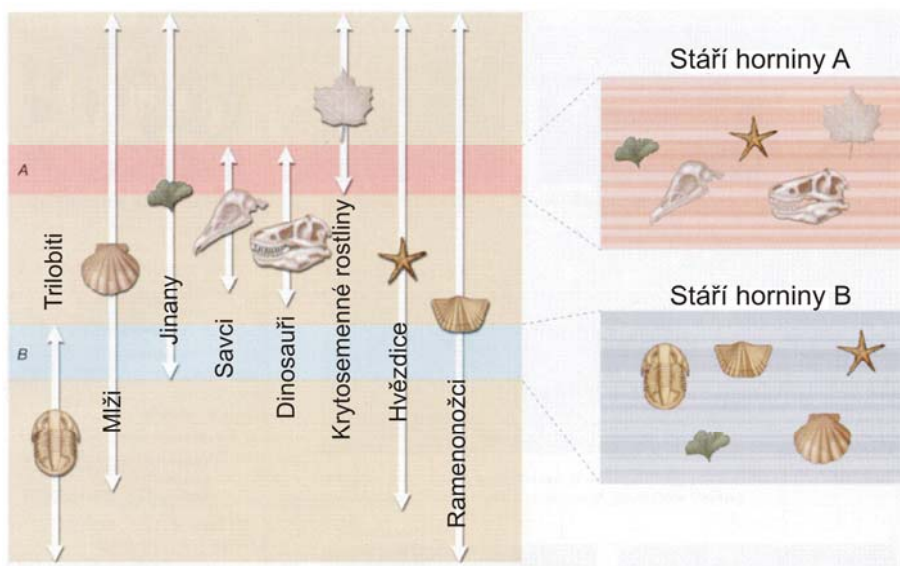
Vůdčí zkamenělinou je fosilní taxon různé systematické úrovně (nejčastěji druh), který je vhodný pro biostratigrafickou korelaci. Pro výběr vůdčí fosilie existují následující kritéria:

- **hojný výskyt v hornině** (vůdčí zkamenělina musí být v hornině dostatečně hojná)
- **dobrá schopnost fosilizace** a zachování (aby se vyskytovala v co největším počtu vzorků)
- **široký geografický výskyt** (aby byla použitelná pro korelaci na velké vzdálenosti)
- **snadná určitelnost** (aby nedocházelo k chybám identifikace a tudíž biostratigrafické korelace)
- **rychlá evoluce** (aby časový interval její existence na planetě byl co nejkratší).

Mezi téměř ideální vůdčí fosilie patří např. graptoliti, konodonti, amoniti, foraminifery, kokolitičky a pylová zrna. Název biozóny je odvozen od latinského rodového a druhového názvu vůdčí zkameněliny (např. zóna *Siphonodella sulcata* podle konodonta druhu *Siphonodella*

Biostratigrafie je použitelná pouze na horniny, které obsahují fosilie, tj. usazeniny nebo slabě přeměněné horniny

sulcata, která definuje bázi karbonu). Rozmanitost života na naší planetě umožňuje definovat velké množství biozón na základě mnoha skupin živých organismů. Určitý stratigrafický úsek proto může být rozdělen do několika zonálních posloupností (**zonací**), přičemž hranice mezi zónami paralelních zonací nemusí být současné. Biostratigrafické zóny také probíhají nezávisle na litostratigrafických jednotkách a jejich hranice nemusí být totožné.



Obr. 6 Princip biostratigrafické korelace na základě pravidla stejných zkamenělin

Průvodce studiem

Chemostratigrafie a magnetostratigrafie jsou doplňkovými stratigrafickými metodami. Jejich použití předchází hrubé časové zařazení provedené metodami litostratigrafie a biostratigrafie. Chemo- a magnetostratigrafie pak zpravidla slouží k přesnějšímu časovému zařazení v rozlišení, na které lito- a biostratigrafie nestačí.

1.3.3 Chemostratigrafie

Chemostratigrafie je stratigrafická metoda, která pro korelaci využívá obsahy některých prvků nebo poměry izotopů (např. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) obsažených v usazených horninách. Chemostratigrafická korelace pracuje s řadou chemických analýz, které jsou prováděny v pravidelné vzdálenosti jedna od druhé ve směru kolmém na vrstvy (stratigrafický profil). Spojením po sobě jdoucích bodů získáme křivku hodnot, na které se mohou objevovat výrazné kladné nebo záporné vrcholy (špičky), které odrážejí anomálně vysoké nebo anomálně nízké obsahy daného prvku. Vlastní korelace pak spočívá v porovnání tvarů křivek ze dvou či více vrstevních profilů.

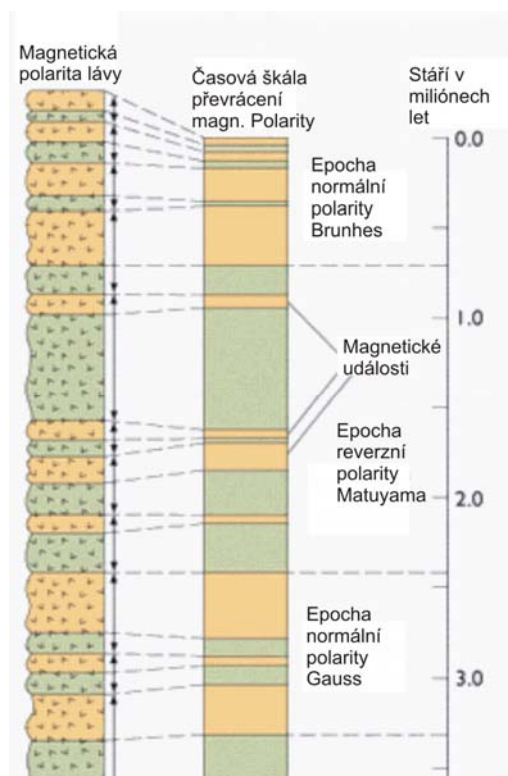
Tvar chemostratigrafické křivky je pro daný časový úsek charakteristický a lze jej použít ke korelaci

1.3.4 Magnetostratigrafie

Magnetostratigrafie je další stratigrafická metoda, která je založena na korelaci střídání **magnetické polarity** zaznamenané v horninách. Z geologické historie víme, že orientace magnetických siločar a tedy magnetického dvojpólu Země se čas od času převrací z normální polarity do tzv. **reverzní magnetické polarity**. V období reverzní polarity siločary směřují od severního pólu k jižnímu a strelka kompasu tedy ukazuje k jihu. Podobně jako strelka kompasu se orientují i některé feromagnetické a paramagnetické minerály, které jsou obsaženy v usazených nebo vyvřelých horninách (nejčastěji oxidy Fe, hematit a magnetit). Jejich

magnetickou orientaci jsme schopni fyzikálními metodami měřit a stanovit tak orientaci magnetických siločar v době, kdy tyto horniny vznikaly (tzv. zbytkové magnetické pole).

Pokud magnetickou polaritu zbytkového magnetického pole hornin změříme v řadě po sobě jdoucích bodů na vertikálním profilu, získáme časový záznam změn magnetické polarity. Ten si můžeme znázornit jako černobílý sloupec, ve kterém se střídají bílé pruhy normální polarity s černými pruhy reverzní polarity (viz obrázek Obr. 7). Černobílý vzor z tohoto profilu pak můžeme porovnávat s jinými vzory z jiných profilů a provádět tak magnetostratigrafickou korelaci.



Obr. 7 Princip korelace epoch normální a reverzní magnetické polarity (magnetostratigrafie)

Průvodce studiem

Země, jak známo, má silné magnetické pole, které se zdánlivě chová jako **magnetický dvojpól**. Orientace tohoto dvojpólu přibližně odpovídá orientaci zemské osy: severní magnetický pól se nachází poblíž severního pólu rotace (točny), kdežto jižní magnetický pól leží nedaleko jižního pólu rotace. Magnetické pole Země charakterizují **magnetické siločáry**, které prochází zemským tělesem a zasahují také daleko do vesmíru. Magnetické siločáry probíhají od jižního k severnímu magnetickému pólu a jejich průběh kdekoli na Zemi nám udává střílka kompasu, která směřuje k severu. Orientaci siločar od jihu k severu označujeme jako **normální magnetickou polaritu**.

1.3.5 Chronostratigrafie

Chronostratigrafie je stratigrafický obor, který integruje veškeré údaje získané výše uvedenými metodikami s cílem definovat globálně standardizovanou časovou stupnici. Veškeré metody relativního a číselného datování používané ve stratigrafii jsou odvozeny od materiálních znaků hornin. Pojem času v geologii má tedy materiální povahu musí být spojen s konkrétními horninami.

STÁŘÍ (Ma)	ERATEM	ÚTVAR	ODDĚLENÍ	STUPEŇ		
65	MESOZOIKUM	KŘÍDA	SVRCHNÍ	maastricht		
				campan		
				santon		
				coniac		
				turon		
				cenoman		
			SPODNÍ	alb		
				apt		
				barrem		
				hauteriv		
		144	MESOZOIKUM	JURA	SVRCHNÍ (MALM)	valangin
						berrias
						tithon
						kimmeridž
oxford						
STŘEDNÍ (DOGGER)	callov					
	bathon					
	bajok					
	aalen					
	toark					
SPODNÍ (LIAS)	pliensbach					
	sinemur					
	hettang					
	rhaet					
208	MESOZOIKUM	TRIAS	SVRCHNÍ	nor		
				cam		
			STŘEDNÍ	ladin		
				anis		
				scyth (werfen)		
		245	MESOZOIKUM	TRIAS	SPODNÍ	

Obr. 8 Chronostratigrafické jednotky eratemu mesozoika

Úkolem chronostratigrafie je tedy na základě úplného vertikálního profilu zemskou kůrou vytvořit a neustále zdokonalovat časovou stupnici, kterou označujeme jako **chronostratigrafickou stupnici**. V důsledku celé řady geologických procesů (přerušení sedimentace, eroze, atd.) však kompletní průřez kůrou, ve kterém by byl zaznamenán veškerý čas existence Země, neexistuje. Chronostratigrafie proto musí skládat údaje z mnoha dílčích profilů z celého světa.

Standardní chronostratigrafická stupnice je závazná pro veškeré časové vztahy v geologii.

Chronostratigrafická stupnice je sestavena z řady po sobě jdoucích úseků, **chronostratigrafických jednotek**. Chronostratigrafické jednotky (viz obrázek Obr. 8) mají stanovenou hierarchii, ve které se řadí od nejvyšších (nejdelší doba trvání) k nejnižším (nejkratší doba trvání) jednotkám:

- **eonotem** (vymezeny jsou pouze dva, *prekambrium* a *fanerozoikum*)
- **eratem** (např. *mesozoikum*, jeden ze tří eratemů fanerozoika)
- **útvár** (např. *křída*, jeden ze tří útvarů mesozoika)
- **oddělení** (např. *svrchní křída*, jedno ze dvou oddělení křídly)
- **stupeň** (např. *turon*, jeden z šesti stupňů svrchní křídly).

Nejnižší chronostratigrafickou jednotkou je **chronozóna**, která odpovídá biozóně ve smyslu časového úseku a nese stejný název jako biozóna avšak na rozdíl od biozóny v ní může chybět vůdčí taxon.

Definice stratotypu hranice je pro stratigrafy prestižní záležitost. Předchází jí obsáhlé a tvrdé diskuze

Základní chronostratigrafickou jednotkou je stupeň a na přesně definovanou posloupnost stupňů se v dnešní chronostratigrafii klade největší důraz. Tato posloupnost stupňů je vyjádřena sérií **hranic** mezi stupni, které se definují pomocí **mezinárodních stratotypů**. Stratotyp hranice je určen jedinečným, standardním bodem v konkrétním profilu, který odděluje předchozí stupeň v podloží od následujícího stupně v nadloží. Výběr stratotypu hranice je předmětem obsáhlých diskuzí a detailních studií, které integrují co možná největší počet stratigrafických metod.

Průvodce studiem

Názvy eonotemů (např. fanerozoikum – období „zjevného“ života) a eratemů (např. archaikum – starohory nebo paleozoikum – prvohory) odráží hlavní etapy vývoje života na Zemi a často se historicky tradují od počátku 19. století. Také názvy útvarů a některých oddělení pochází většinou z 19. století a obsahují v sobě názvy etnografické (např. silur pojmenovaný od keltského kmene silurů), geografické (kupříkladu název perm je odvozen od permské gubernie v Rusku, pojmenování devon pochází z hrabství Devonshire v jižní Anglii), litologické (křída je útvarem „křídovým“, karbon je útvarem „uhelným“), či názvy odvozené od pozice ve stratigrafickém sledu (např. kvartér je „čtvrtým“ stratigrafickým úsekem v někdejší dělení).

Shrnutí

Stratigrafie se zabývá relativním datováním hornin.

Základním nástrojem stratigrafie je stratigrafická korelace, korelují se především litologické znaky hornin a obsah fosílií.

Základními metodami stratigrafie jsou litostratigrafie a biostratigrafie, ty slouží k hrubšímu určení relativního stáří

Doplňkovými metodami jsou magnetostratigrafie a chemostratigrafie, slouží k podrobnějšímu datování.

Chronostratigrafie sbírá údaje ze všech stratigrafických metod ve snaze vytvořit globálně platnou standardní časovou chronostratigrafickou stupnici.

Pojmy k zapamatování

- stratigrafická korelace
- lito-, bio-, magneto-, chemo- a chronostratigrafie
- souvrství
- indexové fosílie
- normální a reverzní magnetická polarita
- profil
- stratotyp
- chronostratigrafická stupnice
- eonotem
- eratem
- útvar
- oddělení
- stupeň

Kontrolní otázky

7. Jak se nazývá typická lokalita, na které jsou exemplárně vyvinuté litologické znaky určité litostratigrafické jednotky?

8. Jmenujte minerály, které jsou schopny se v době vzniku orientovat ve směru magnetických siločar?

9. Která z těchto chronostratigrafických jednotek má delší dobu trvání: eratem nebo stupeň

Cvičení

3. Připomeňte si základní kritéria kladená na indexové fosílie a zkuste určit, která z uvedených skupin organismů bude a která nebude použitelná v biostratigrafii a proč: medúzy, endemické druhy korálů, hmyz, kůstky ryb

Řešení

3. Pro biostratigrafii nejsou vhodné medúzy, protože postrádají mineralizovanou schránku a nezachovávají se tedy ve fosilním záznamu, endemické druhy korálů proto, že mají malý geografický výskyt a hmyz proto, že nemá mineralizovanou schránku a špatně se zachovává ve fosilním záznamu a také proto, že je omezen pouze na kontinentální prostředí a není obsažen v mořských sedimentech. Naopak vhodné jsou kůstky ryb, protože ryby jsou nektonní a tedy kosmopolitní a kosti jsou schopny dobře fosilizovat.

1.4 Paleoekologie

Studijní cíle: Po prostudování kapitoly si čtenář osvojí základní vztahy mezi živými organismy a jejich prostředím v geologické minulosti.

Klíčová slova: abiotické ekologické faktory, biotické ekologické faktory, ekologická klasifikace organismů

Potřebný čas: 20 minut.

Paleoekologie studuje vztah mezi organismy a jejich životním prostředím v geologické minulosti. To, zda je určité prostředí pro život konkrétního organismu vhodné nebo méně vhodné, je určeno tzv. ekologickými faktory.

Paleoekologie zkoumá vztahy mezi fosilními organismy a jejich prostředím

1.4.1 Ekologické faktory

Ekologické faktory si můžeme rozdělit na

- biotické
- abiotické

K **abiotickým ekologickým faktorům** počítáme například teplotu a prosvětlení vody.

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 organismů (mnohobuněčné řasy s karbonátovým skeletem) je však omezen hloubkou jen okolo 40 - 50 m (účinné prosvětlení).

Životní prostředí je určeno souborem fyzikálních, chemických a biologických faktorů

K dalším ekologickým činitelům patří pohyb vody (vlnění a proudění), zakalení (přítomnost pevných 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 faktory je životní prostředí určeno i na souši (teplota a chemické složení atmosféry, povaha substrátu atd.).

Jako **biotické ekologické faktory** označujeme vztahy mezi jednotlivými populacemi organismů, například:

- neutralismus (soužití dvou populací, které se nijak neovlivňují)
- komenzalismus (soužití výhodné pro jednu z populací)
- mutualismus (soužití dvou na sobě životně závislých populací nebo organismů)
- parazitismus
- predace

Pro zjišťování paleoekologických údajů používáme především metody vyplývající z principu aktualismu. 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. Přímé srovnávání ekologických poměrů dnešních organismů a organismů s geologické minulosti je však omezeno platností principu aktualismu a s přibývajícím geologickým stářím fosilií je zatíženo stále větší chybou. Způsob života fosilních organismů lze nepřímo zjistit také podle **výskytu a zachování** jejich zbytků v sedimentu.

Informace o životě a ekologii fosilních organismů získáváme uplatněním principu aktualismu

Průvodce studiem

*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, například koráli) a **vaginální** (organizmy, které se po dně volně pohybují, např. plži, trilobiti). Bentózní organizmy žijící pod povrchem dna (v sedimentu) tvoří **infaunu** (např. hrabaví mlži) a organizmy žijící na povrchu dna **epifaunu** (např. plži, krabi). Pelagos dělíme na dvě skupiny, **nekton** (organizmy schopné aktivního cíleného pohybu, např. žralok, sépie) a **plankton** (organizmy vznášející se ve vodě a s omezeným vlastním pohybem, např. rozsivky a dírkovci).*

Shrnutí

Paleoekologie studuje vztah mezi organismy a prostředím v geologické minulosti. Prostředí je určeno řadou faktorů: fyzikálních (např. zakalení, teplota vody), chemických (např. salinita, obsah O₂) a biologických (např. přítomnost predátorů, soužití dvou na sobě životně závislých organismů).

V paleoekologii využíváme principu aktualismu.

Pojmy k zapamatování

- paleoekologie
- abiotické faktory prostředí
- biotické ekologické faktory
- bentos
- pelagos
- plankton
- nekton
- infauna

- epifauna

Kontrolní otázky

10. Vyjmenujte typické zástupce sesilně bentických, vagilně bentických, nektonních a planktonních organismů.

Cvičení

4. Korálové útesy rostou pouze v tropickém pásmu, v čisté mořské vodě a v účinné fotické zóně. Vyjmenujte ekologické faktory, kterými je jejich výskyt omezen.

Řešení

4. Teplota vody (tropické pásmo), zakalení vody (čistá voda), salinita (mořská voda), hloubka vody (fotická zóna).

1.5 Facie a prostředí sedimentace

Studijní cíle: Po prostudování kapitoly bude čtenář ovládat pojem facie a jeho význam pro interpretaci prostředí sedimentace v geologické minulosti a seznámí se s hlavními typy prostředí sedimentace.

Klíčová slova: Facie, Waltherův zákon, glacienní, eolické, fluviální (říční) a jezerní prostředí sedimentace, delta, kontinentální šelf, kontinentální svah, pelagické prostředí sedimentace

Potřebný čas: 3 hodiny 30 minut.

V kapitole o stratigrafii jsme si uvedli, že všechny stratigrafické metody jsou založeny na **stratigrafické korelaci**, která předpokládá laterální neměnnost znaků hornin. Laterální neměnnost znaků však v přírodě nikdy neplatí absolutně, což lze jinak formulovat výrokem, že znaky usazených hornin se v daném stratigrafickém horizontu (vrstvě) více či méně **mění**. Soubor znaků, kterým se usazená hornina v dané vrstvě liší od okolních hornin, se nazývá **facie**. Znaky definující facie mohou zahrnovat znaky litologické (minerální složení, struktura a textura horniny) a paleontologické (obsah fosilií nebo stop po činnosti organismů). Podle definující skupiny znaků se pojem facie může členit na **litofacie** (soubor litologických znaků horniny), **biofacie** (obsah fosilií v hornině) a **ichnofacie** (přítomnost stop po činnosti organismů v hornině). Uplatníme-li při studiu facií **princip aktualismu**, mohou nám litologické a paleontologické znaky hornin poskytnout cenné informace o podmínkách a **prostředí**, ve kterém hornina vznikala. Některé litologické znaky, např. zrnitost, vrstevnatost a zvrstvení, nám podávají informace o hydrodynamických podmínkách, které převládaly v okamžiku usazení horniny, např. směru a rychlosti proudění vody nebo vzduchu, zda proudění bylo laminární nebo turbulentní, zda docházelo k vlnění, přílivu nebo odlivu. Z minerálního složení sedimentu můžeme získat informace o zdrojové oblasti, ze které byl sediment přemístěn a nakonec usazen. Využitím paleoekologických principů můžeme na základě paleontologických znaků horniny usuzovat na prostředí jejího vzniku.

Minerální složení, struktura, textura a obsah fosilií určují facii usazené horniny.

Jedna vrstva sedimentu se může skládat z několika facií.

Průvodce studiem

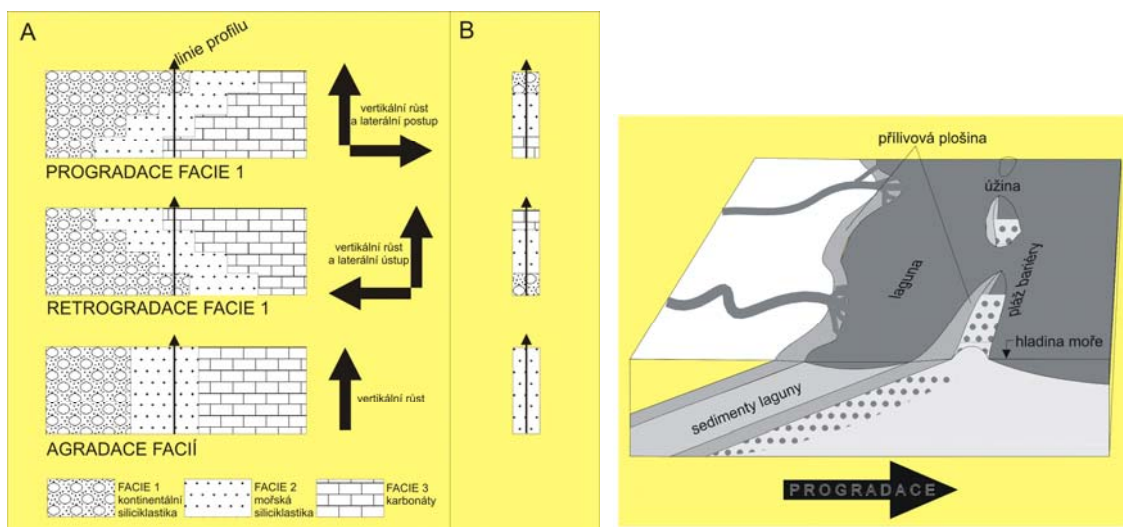
Usazené horniny můžeme popisovat pomocí několika atributů. Jedním z nich je struktura, která vyjadřuje vztahy mezi zrny zpravidla v mikroskopickém měřítku, například velikost zrna, zaoblení zrn, míra podobnosti zrn (vytřídění) a objem pórů v hornině (porozita). Dalším parametrem je textura, která vyjadřuje prostorové uspořádání zrn do tvarů větších, než je velikost jednotlivého zrna. K texturám usazených hornin řadíme uspořádání do vrstev (vrstevnatost), prostorové uspořádání částic ve vrstvě (zvrstvení, například horizontální, šikmé, gradační). Nejčastějšími minerály, se kterými se setkáváme v sedimentech, jsou křemen, živce, slídy, kalcit a dolomit.

1.5.1 Waltherův zákon

Z facie usazené horniny jsme schopni interpretovat prostředí, ve kterém hornina v daném časovém okamžiku vznikala. Při studiu fosilních sedimentů máme možnost facie studovat zpravidla na velmi malém prostoru, která je dán odkryvem, avšak v dlouhém časovém intervalu, který je dán vertikálním profilem.

Časoprostorové vztahy mezi faciemi nám umožňuje studovat tzv. Waltherův zákon, který praví, že „facie ležící v daném časovém okamžiku vedle sebe jsou ve vertikálním profilu viditelné nad sebou“ (viz obrázek Obr. 9). Waltherův zákon předpokládá spolupůsobení dvou procesů:

1. **laterální migrace sedimentace** (např. rozšiřování říčních meandrů, překládání říčních koryt, posun pouštních dun) které vedou ke vzniku facii, a
2. nepřerušované **vertikální ukládání sedimentů**.



Obr. 9 Waltherův zákon, agradace, progradace a retrogradace facii.

Máme - li ve vertikálním profilu nepřerušovaný sled dvou facii, facie A a nadložní facie B, předpokládáme, že v kterémkoliv časovém okamžiku během jejich ukládání ležely tyto facie vedle sebe. V průběhu času dochází k laterální migraci facii a nepřerušované sedimentaci. Leží - li po určitém čase facie B nad facií A, je zřejmé, že v průběhu času facie B postupně nahradila v tomto bodě zemského povrchu facii A. Říkáme, že facie B postupuje - prograduje, neboli dochází k **progradaci** facie B (viz obrázek Obr. 9). Zároveň facie A ustupuje - retrograduje, neboli dochází k **retrogradaci** facie A. Pokud dochází k ukládání sedimentu, ale nedochází k laterální migraci facii, 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.

Uspořádání facii v profilu nad sebou je shodné jako jejich uspořádání v daném okamžiku vedle sebe.

Facie se mohou dlouhodobě vrstvit beze změny (agradovat) nebo postupovat v prostoru a čase (progradovat, retrogradovat)

Waltherův zákon neplatí v případě, že je sedimentární záznam přerušen erozí, hiátem nebo stratigrafickou kondenzací, tzn. že obsahuje plochy diskontinuity - úhlové a skryté diskordance nebo stratigraficky kondenzované sledy.

Průvodce studiem

Klasifikačních systémů, podle kterých členíme usazené horniny, existuje celá řada. Nejdůležitějším z nich je klasifikace založená na původu minerálních částic v sedimentu. Prvním typem materiálu jsou klasty – mechanicky přepravené (transportované) a usazené částice starších mechanicky zvětralých hornin. Dalším typem materiálu jsou chemické precipitáty - minerály chemicky vysrážené přímo z vodních roztoků. Posledním typem jsou tzv. alochemy, což jsou úlomky chemických precipitátů nebo minerálních schránek organismů, které prošly alespoň částečným transportem. Podle převahy té či oné skupiny sedimenty řadíme na klastické s převahou klastů (např. pískovce, jílovce), chemogenní s převahou chemických precipitátů (např. sádrovec) a biogenní s převahou alochemů (např. vápenec a dolomit).

1.5.2 Prostředí sedimentace

Jako sedimentační prostředí označujeme soubor geografických parametrů místa, ve kterém vznikají usazené horniny. K těmto parametrům patří reliéf, nadmořská výška, přítomnost či nepřítomnost vody, hloubka vody, teplota, salinita, zakalení vody, atd. Sedimentační prostředí v geologické minulosti určujeme ze souborů facií, zpravidla s využitím Waltherova zákona. Sedimentační prostředí (viz obrázek Obr. 10) rozdělujeme na:

- kontinentální
- přechodná
- mořská

Sedimentační prostředí vyjadřuje vztah mezi geografickými parametry a procesy sedimentace

Kontinentální sedimentační prostředí

Kontinentální sedimentační prostředí zahrnují prostředí sedimentace mimo dosah mořské vody. Dělí se na několik typů:

- glacienní (sedimentace ovlivněna ledovci)
- eolické prostředí
- fluviální
- jezerní (lakustrinní)

Glacienní prostředí

Jako **glacienní prostředí** (viz obrázek Obr. 10) nazýváme prostředí vázané na kontinentální nebo horský ledovec. Činnost ledovce je jednak erozní, jednak depoziční. Erozní činnost ledovce je zapsána v **erozních rýhách** na povrchu hornin, které vznikly vlečením úlomků jiných hornin pod ledovcem. Vlečené kameny mají typicky hranatý tvar a nazývají se **souvky (eratika)**. Výsledkem depoziční činnosti ledovce v **subglaciálním prostředí** jsou **morény** - chaotické, netříděné, heterogenní směsi šterku, písku a jílu, nazývané **till** (ve zpevněné formě **tillit**). Morény vznikají hnutím materiálu po stranách ledovce, pod ním a na jeho čele. Před čelem ledovce, v **proglaciálním prostředí**, dochází k odtoku tavných vod a ukládání šikmo zvrstvených, hrubozrnných šterků a písků. Proglaciální prostředí je většinou chudé na vegetaci a jemné částice sedimentu (prach, jemný písek) jsou snadno unášeny a ukládány větrem jako tzv. **spraš**. Ledovce často ústí do jezer nebo moří, ve kterých se ukládají **glacilakustrinní** a

Glacienní sedimenty indikují vysoké nadmořské výšky nebo zeměpisné šířky

glacimarinní sedimenty. Z plovoucích ledových ker odtržených z ledovce se při tání kry uvolňují valouny a balvany, které padají ke dnu jezera nebo moře, kde se ukládají (tzv. **dropstony**). Jemnozrnné glacialakustrinní sedimenty (**varvity**) vykazují typickou tenkou laminaci, která je způsobena sezónním odtáváním ledovce. V zimě jsou ukládány relativně jemnozrnnější laminy (jíl a organický materiál), v létě sedimentují laminy relativně hrubozrnnějšího materiálu (prach), který se uvolňuje při tavení ledovce.

Průvodce studiem

Zvětralé částice hornin procházejí před usazením v sedimentu určitou formou přepravy (transportu). Částice jsou mechanicky unášeny pomocí nějaké síly, například gravitace, nebo pomocí určitého pohybujícího se média - vody, vzduchu nebo ledu. Podle převažující síly nebo média transport klasifikujeme jako gravitační, vodní, větrný nebo ledovcový. Výsledná strukturní a texturní charakteristika horniny je do značné míry ovlivněna kinetickou energií (rychlostí pohybu) transportního média, jeho hustotou a dynamickou viskozitou.

Eolické prostředí

Eolická prostředí (viz obrázek Obr. 10) jsou charakteristická pro suché, 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, ve kterých je hlavním transportním a ukládajícím činitelem vítr. Eolické sedimenty se hromadí v rozsáhlých, několik desítek nebo stovek km dlouhých písčítých tělesech označovaných jako **ergy**. Typickými tvary na povrchu ergu jsou **duny** - kopcovitá tělesa eolických písků. V podélném profilu má duna mírně se svažující návětrnou stranou a prudce se svažující závětrnou stranou. Na návětrné straně, kde má vítr největší rychlost, dochází k erozi písku. Na závětrné straně se vítr zpomaluje a ukládají se zrnka písku. Tímto způsobem se duna neustále pohybuje po směru větru v šikmo nakloněných vrstvičkách na závětrné straně, které se v horninách označují jako **výmolové šikmé zvrstvení**. Jak se směry větru mění, dochází k migraci duny různými směry. Na povrchu duny se velmi často tvoří **větrné čeřiny**. Podobně jako duny migrují i celé ergy. Eolické sedimenty jsou velmi dobře vytříděné 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

Eolické sedimenty indikují suché pouštní klima

Fluviální prostředí

Ve **fluviálním prostředí** (viz obrázek Obr. 10) je sedimentace významně ovlivněna tekoucí vodou. Protože tekoucí voda je na kontinentech téměř všudypřítomná, rozdělujeme fluviální prostředí na řadu dílčích prostředí. K těm hlavním patří prostředí aluviální a prostředí meandrujících řek.

Pro **aluviální prostředí** je typické hromadění sedimentu na úpatí horských pásem. Sediment je na úpatí zpravidla přinášen z horských údolí a strží a v bodě jejich vyústění formuje tělesa kuželovitěho tvaru – **aluviální kužele**. Povrch kužele je pokryt říčními toky, ve kterých se hromadí hrubozrnné, špatně vytříděné a chemicky nezralé štěrky s **výmolovým šikmým zvrstvením** a písky s **čeřinovým zvrstvením**. Kužely mají často značný sklon svahu, v důsledku čehož dochází k uvolňování kamenných lavin, **bahnotoků** a **úlomkotoků**. Usazeniny úlomkotoků a bahnotoků jsou tvořeny chaotickými, netříděnými směsmi balvanů, štěrku, písku a jílu.

Sedimenty aluviálních kuželů poukazují na přítomnost vysokých pohoří

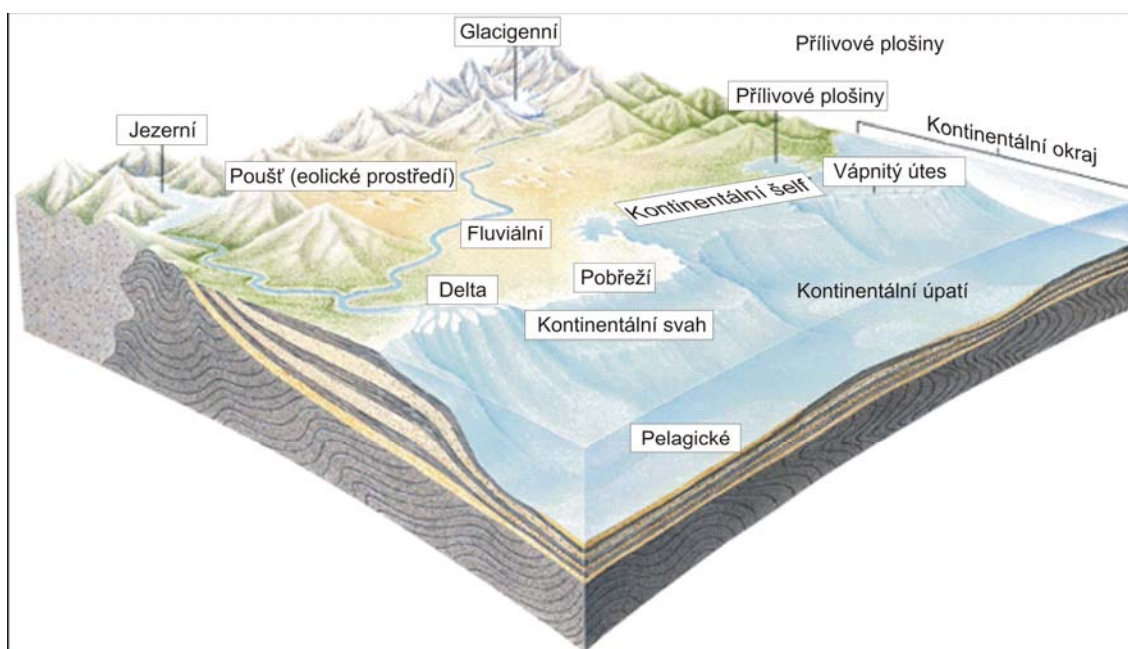
V **prostředí meandrujících řek** jsou řeky omezené do jediného řečiště, které vytváří zákruty - **meandry**. Vznik meandrů v původně rovném toku je vysvětlován pomocí odchylující síly zemské rotace - Coriolisovy síly. Meandry se pak dále rozšiřují do strany vlivem eroze vyvolané

Sedimenty meandrujících řek vznikají typicky v nížinách

odstředivou silou vody. Meandrující řeka vytváří tři základní morfologické tvary s charakteristickými faciemi. Při vnějších okrajích meandru, kde má voda největší energii, dochází k boční erozi břehů a na dně **říčního koryta** se ukládají **šterky**. Při vnitřních okrajích meandrů voda vlivem odstředivé síly ztrácí energii a ukládá jemnozrnnější sedimenty, písky se šikmým zvrstvením, na tzv. **jesepním valu**. Širší okolí řeky a vnitřní výplň meandrů tvoří **niva**, někdy s vyvinutými močály. Sedimenty nivy se hromadí v době záplav a skládají se z jílu se zbytky rostlin, stopami po rostlinných kořenech a v teplém humidním klimatu i s občasnými uhelnými slojkami. Boční migrace meandrů vytváří charakteristické sledy facií. Na bázi sledu se objevují šterky koryta řeky, v jejich nadloží šikmo zvrstvené písky jesepních valů a cyklus je zakončen jílovitými usazeninami nivy.

Průvodce studiem

Zvrstvení usazené horniny vypovídá o hydrodynamických podmínkách panujících v okamžiku ukládání mechanických částic. Ze zvrstvení můžeme určit například, zda se sediment ukládal v laminárně proudícím médiu (asymetrické čeřinové zvrstvení, šikmé zvrstvení), turbulentně proudícím médiu (gradační zvrstvení), v podmínkách vlnění (symetrické čeřinové zvrstvení, hřbítkovité zvrstvení), apod.



Obr. 10 Sedimentační prostředí

Lakustrinní prostředí

Na sedimentaci v **lakustrinním (jezerním) prostředí** (viz obrázek Obr. 10) má rozhodující vliv 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 uzavřených jezerních systémech dochází většinou k oddělení vodní masy na svrchní okysličenou vrstvu a spodní dysoxickou nebo anoxickou vrstvu s malým či žádným podílem rozpuštěného kyslíku.

Jezerní sedimenty jsou dobrými indikátory klimatu na kontinentech

Anoxická vrstva jednak vylučuje bentózní život což vede k zachování laminace sedimentu, a jednak zamezuje oxidaci organické hmoty na CO₂, což může vést k akumulaci nerozloženého organického materiálu na dně a vzniku facií **černých laminovaných jílovců a sapropelu**.

Jezerní sedimentace je často ovlivněna 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 hrubnoucí sekvence jsou pak často překryty **uhlonosnými sedimenty**. V chladném klimatu vznikají typické **varvity** s **dropstony**. Lakustrinní prostředí můžeme rozeznat podle typických rysů - nepřítomnosti mořských organismů (např. korálů, trilobitů), nízká diverzita fauny, zachovaná sezónní laminace a genetická provázanost s kontinentální sedimenty.

Přechodná sedimentační prostředí

Delty

Deltové prostředí vzniká při ústí říčních toků do moře (viz obrázek Obr. 10). Zpomalením proudu vody na hranici s hustější slanou vodou vede k vypadávání sedimentárních částic ze vznosu a rychlé akumulaci uloženin na **říčních deltách**. V podélném průřezu od řečiště do moře dělíme delty na tři části, **deltovou platformu, deltový svah a prodeltu**. Deltová platforma je budována sítí **říčních koryt**, vyplněných **šterky a písky s šikmým zvrstvením**. Mezi koryty se ukládají jíly se zbytky rostlin a stopami po rostlinných kořenech, popřípadě **uhelné sloje**. Deltový svah se sklání od čela delty směrem do moře. Na svahu se ukládají jemnozrnné sedimenty, **prach a jíl** s mořskou faunou. V prodeltě se úklon svahu klesá a dochází k ukládání **jílů**. Obrovské množství materiálu přinášeného řekou se ukládá stále dál a dál směrem do moře a delta proto v čase postupuje směrem do moře - **prograduje**. Pro progradující deltu je tedy typický sled facií, kde se na bázi objevují jíly prodely, v jejich nadloží prach a jíly deltového svahu a úplně nahoře písky, prach, jíl a uhelné slojky deltové platformy s občasnými šterky říčních koryt.

Pro deltové sedimenty jsou v teplém humidním klimatu typické uhelné sloje

Mořská sedimentační prostředí

Prostředí moří a oceánů se klasifikují především podle hloubky vody.

Prostředí mořského dna (**bentál**) se člení podle hloubky na:

- **litorál** (kontinentální šelf, zhruba o hloubky 200 m),
- **batyál** (prostředí kontinentálních svahů),
- **abysál** (prostředí hlubokomořských rovin), a
- **hadál** (prostředí hlubokomořských příkopů).

Litorál představuje ve volném výkladu mělké moře, batyál až hadál pak hluboké moře.

Prostředí volné vody nade dnem se označuje jako **pelagiál** a člení se na:

- **neritik** (prostředí nad šelfem), a
- **oceanik** (masu vody nad kontinentálními svahy a oceánským dnem) Oceanik se dělí podle hloubky na:
 - epipelagiál (0 – 200 m),
 - mezopelagiál (200 – 1000 m),
 - batypelagiál (1000 – 4000 m) a
 - abysopelagiál (pod 4000 m).

Kontinentální šelf (litorál) (viz obrázek Obr. 10)

Přílivové plošiny jsou jedním ze specifických litorálních prostředí sedimentace, které se někdy označuje jako prostředí **infralitorální**. Jejich vznik je ovlivňován morfologií pobřeží, **výškou dmutí** (výška mezi hladinou vody při přílivu a odlivu) a příbojovým vlněním. Rozsáhlé přílivové plošiny nalézáme na **makrotidálních** pobřežích, tedy tam, kde výška dmutí dosahuje 4 m a více. Přílivové plošiny jsou periodicky zaplavovány během přílivu a vnořeny během odlivu. Typickými sedimenty přílivových plošin jsou směsi jílu a písku s častou horizontální laminací, čeřinovým zvrstvením, křížovým zvrstvením a hojnými stopami po činnosti organismů. Silné proudění, které vzniká při odlivu vytváří **kanály**, které se vyplňují reziduálními brekciemi s hojnými schránkami organismů, jílovitými závalky a písky se šikmým zvrstvením. Přílivové plošiny mohou být vyplňovány také karbonátovými sedimenty. Vlivem nepřítomnosti heterotrofních organismů na karbonátových plošinách přežívají řasy a cyanobakterie, které vytváří **řasové koberce**, případně bochníkovité útvary – **stromatolity**, které vznikají nepravidelným růstem řasových koberců.

Litorální prostředí pod hladinou odlivu se nazývá sublitorál (kontinentální šelf). Podle převažujících procesů lze šelfy rozdělit na šelfy **s převažujícím vlivem dmutí** a šelfy **s převažujícím vlivem bouřkové**. U prvního typu se na dně vytvářejí **výčasové písčité valy** ve směru rovnoběžném s přílivovými a odlivovými proudy. Valy jsou budovány dobře tříděnými písky s šikmým zvrstvením; jejich výška dosahuje několika metrů. Druhý typ je charakteristický výskytem bouřkových sedimentů - **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 vznosu a opět ukládá na dno. Pro tempestity jsou charakteristické hrubozrnné písky, erozní výmoly na spodní straně vrstev, gradační zvrstvení a především všesměrné vlnové čeřiny a duny, které se v horninách označují jako **hřbítkovité zvrstvení** neboli **HCS** (z angl. "hummocky cross-stratification").

Sedimenty kontinentálních šelfů vypovídají o bouřkové činnosti a dmutí

Průvodce studiím

Celá řada skupin živočichů a některé rostliny si vytváří vnější nebo vnitřní kostru (schránku) z anorganických látek (minerálů) jako vedlejší produkt svého metabolismu. Tomuto procesu říkáme biomineralizace. Nejčastějšími minerálními produkty biomineralizace jsou aragonit a kalcit (CaCO_3), opál a chalcedon (SiO_2) a minerály skupiny apatitu. Kalcitové a aragonitové schránky si vytváří například mlži, ježovky, koráli a některé řasy. Křemité schránky z SiO_2 si vytváří rozsivky, radiolárie, atd. Apatitové schránky si vytváří obratlovci.

Všechny uvedené sedimentační procesy na šelfech jsou svázány s ukládáním transportovaného klastického nebo karbonátového materiálu. Materiál usazených hornin na šelfech však nemusí procházet transportem, může vznikat přímo v místě jeho ukládání – vlivem **autoproduktivity** živých organismů, které si vytváří kostry z uhlíkatu vápenatého. Maximum autoproduktivity je soustředěno v organických nárůstech neboli **biohermách** a **biostrómách**, které se vyskytují pouze na tropických karbonátových šelfech v rozmezí cca 30° severní a jižní zeměpisné šířky. Biohermy jsou vyvýšené struktury budované kostrami organismů, nejčastěji korálů a řas. Jedním z nejnámějších typů bioherm je **vápnitý útes**, který si vytváří pevnou vlnovzdornou konstrukci. 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 dva základních morfologické typy, **rampy** a **lavice**. Karbonátové rampy jsou šelfy o stálém mírném úklonu, které se svažují od pobřežní zóny do hloubek několika set metrů. Karbonátové lavice jsou plochá tělesa s velmi malým úklonem na povrchu, úzkou hranou šelfu a prudkým svahem, kterým se svažují pod značným úhlem (až 50°) do batyálních a abysálních hloubek. Zvláštním typem karbonátových lavic jsou **atoly** -

Na klastické šelfy je materiál přinášen řekami z kontinentu

Karbonátové šelfy si materiál pro sedimentaci vytvářejí samy na místě – biomineralizací živých organismů

kruhovité nebo podkovovité lavice s centrální lagunou. Atoly v drtivé většině vznikají na pomalu poklesávajícím podloží podmořských vulkanických hor.

Kontinentální svah (batyál)

Za vnější hranou šelfu se hloubka vody rychle zvyšuje díky relativně velkému úklonu mořského dna. Tato zóna se nazývá **kontinentální svah** (viz obrázek Obr. 10); jeho úklon je šelfů nejčastěji 2 - 5°, u karbonátových šelfů až 50°. Působením gravitace jsou sedimenty na ukloněném dně nestabilní a mají tendenci se přemísťovat po svahu dolů na **kontinentální úpatí** (viz obrázek Obr. 10) v podobě **gravitačních toků**. Typickými sedimenty kontinentálních svahů a úpatí jsou gradačně zvrstvené písky a jíly – turbidity, se ukládají z **turbiditních proudů**. Turbiditní proudy jsou oblaky vody se zviřeným sedimentem, poháněné po svahu dolů díky jejich vyšší hustotě vzhledem k okolní vodě. **Turbidity** se vyznačují idealizovaným sledem facií v následujícím pořadí, 1) gradačně zvrstvené písky, 2) horizontálně zvrstvené písky až prach, 3) čeřinově zvrstvené písky, prach a jíl, 4) horizontálně zvrstvený prach až jíl a 5) konečně masivního jílu - tzv. **Boumovou sekvencí**.

Pro kontinentální svahy a úpatí jsou typické turbidity – sedimenty zviřených proudů, které se pohybují po svahu dolů.

Abysál

Jako **pelagické prostředí** označujeme zpravidla nejhlubší části dna vodních nádrží (jezer, moří, oceánů), kam již nedosahuje vodní transport materiálu z břehů (viz obrázek Obr. 10). Hlavním zdrojem materiálu pro sedimentaci je pomalé vypadávání velmi malých částic z vodní suspenze. Rychlost sedimentace v pelagickém prostředí je tedy velmi nízká, řádově několik mm mocnosti sedimentu za tisíc let. Tyto částice mohou být biogenní - schránky planktonních a nektonních organismů, nebo abiogenní - částice naváté větrem z kontinentu, materiál vznikající při podmořských vulkanických erupcích a kosmický prach. 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 vápnitých nebo křemitých bahen je karbonátová kompenzační hloubka (**CCD**).

Pelagické sedimenty vznikají v hlubokých mořích, usazují se velmi pomalu.

Průvodce studiem

Mořská voda má schopnost v sobě rozpouštět některé plyny, např. O_2 a CO_2 . Rozpustnost CO_2 ve vodě je ovlivněna mnoha faktory, např. obsahem O_2 , prouděním nebo stářím vody. Rozhodujícím faktorem je však tlak. Čím vyšší tlak, tím více CO_2 je voda schopna rozpustit. Rozpuštěný oxid uhličitý zvyšuje kyselost vody a tedy její schopnost rozpouštět pevné látky, například uhličitán vápenatý, $CaCO_3$. Protože hydrostatický tlak stoupá s hloubkou vody, bude rychlost rozpouštění $CaCO_3$ ve velkých hloubkách vyšší, než v malých hloubkách. Hloubka, ve které je rychlost rozpouštění $CaCO_3$ vyšší než jeho přísun sedimentací se označuje jako karbonátová kompenzační hloubka (CCD, z angl. "carbonate compensation depth"). Pod touto hloubkovou úrovní se vápnité sedimenty neukládají. CCD se v dnešních oceánech pohybuje v rozmezí 4,5 - 6 km.

Shrnutí

Facie je souborem znaků usazené horniny – minerálního složení, textury, struktury a obsahu fosílií.

Podle facie sedimentu jsme schopni interpretovat fyzikální, chemické a biologické podmínky sedimentace a prostředí sedimentace.

Facie se mění v prostoru a čase. Časoprostorové vztahy mezi faciemi se řídí Waltherovým zákonem.

Prostředí sedimentace vyjadřuje vztah mezi geografickými parametry a procesy sedimentace. Prostředí sedimentace se klasifikují na kontinentální, přechodná a mořská, která se dále člení na řadu dílčích prostředí.

Pojmy k zapamatování

- litofacie, biofacie, ichnofacie
- struktura a textura sedimentu
- Waltherův zákon
- progradace, retrogradace a agradace
- prostředí sedimentace
- kontinentální sedimentační prostředí: eolické, glacigenní, fluviální, lakustrinní
- delta
- kontinentální šelf
- kontinentální svah a úpatí
- turbidit
- pelagické prostředí

Kontrolní otázky

11. *Které litologické znaky sedimentu nám podávají informace o směru a rychlosti proudění vody a vzduchu, vlnění, přílivu nebo odlivu?*
12. *Které litologické znaky sedimentu nám podávají informace o zdrojové oblasti, ze které byl sediment přemístěn?*
13. *Formulujte Waltherův zákon.*
14. *Vysvětlete rozdíl mezi agradací a progradací.*
15. *Co je to biomineralizace?*
16. *Pro které prostředí jsou typické varvity?*
17. *Pro které prostředí jsou typické tempestity?*
18. *Vysvětlete pojem till a tillit.*
19. *Co je to bioherma?*
20. *Co je to CCD?*

Cvičení

5. Ve vrtu máme zachovaný sled následujících facií (řazeno odspodu nahoru): a) radiolariová bahna; b) turbidity; c) tempestity; d) stromatolity. Jedná se o agradaci nebo progradaci? Facie jakého prostředí agradují nebo progradují?
6. Rychlost sedimentace karbonátového materiálu v pelagickém prostředí je ovlivněna produkcí CaCO_3 v epipelagické zóně. Co se bude dít s CCD, pokud se tato produkce zvýší – poklesne do větších hloubek nebo vystoupí do menších hloubek?

Úkoly k textu

2. Představte si klastický kontinentální šelf s převažujícím vlivem bouřkové činnosti. Na jeho okraji ústí do moře delta meandrující řeky. Vypracujte vertikální sled typických facií, který bude výsledkem progradace meandrující řeky na deltu a delty na šelf. Facie popisujte v odstavcích od nejnižše uložených po nejvýše uložené.
3. Popište facie, které jsou typické pro humidní tropické klima, a facie, které typicky vznikají v polárních nebo subpolárních oblastech

Řešení

5. Jedná se o progradaci přílivových plošin (stromatolity) přes kontinentální šelf (tempestity), kontinentální svah a úpatí (turbidity) a pelagické prostředí (radiolariová bahna).
6. CCD je úroveň, ve které rychlost rozpouštění převyší rychlost sedimentace CaCO_3 . Gradient rychlosti rozpouštění je konstantní. Při zvýšení rychlosti sedimentace se CCD přesune do větší hloubky, kde je rychlost rozpouštění vyšší.

1.6 Globální desková tektonika

Studijní cíle: Po prostudování textu bude čtenář ovládat základní pojmy a procesy tektoniky litosférických desek.

Klíčová slova: Litosféra, astenosféra, litosférické desky, litosférická rozhraní, konvekční proudění pláště, izostatické vyrovnání, orogeneze, Wilsonův cyklus.

Potřebný čas: 3 hodiny.

Tektonika litosférických desek (desková tektonika) představuje ucelený myšlenkový koncept, který je schopen uspokojivě vysvětlit převážnou část endogenních geologických procesů probíhajících v zemské kůře a v nejsvrchnějším plášti i značnou část procesů exogenních.

Průvodce studiem

Tektonika litosférických desek představuje jednu ze základních teoretických koncepcí věd o Zemi. Její vznik v průběhu 60. let minulého století vycházel ze syntézy celé řady oborů: především geofyziky, oceánografie, paleomagnetismu a biostratigrafie. Teoretické i praktické důsledky však ovlivňují snad všechny geologické a geografické obory, mimo výše zmíněných to jsou paleogeografie, paleoklimatologie, vulkanologie, ložisková geologie a geomorfologie. Nelze opomenout ani obrovský ekonomický dopad deskové tektoniky, například při vyhledávání ložisek fosilních paliv nebo kovů).

1.6.1 Litosféra a astenosféra

Desková tektonika vychází z rozdělení vnějších zemských obalů na dvě odlišné vrstvy :

- astenosféru
- litosféru.

Část svrchního pláště, kde rychlost seismických S-vln dosahuje hodnoty $4,2 \text{ km.s}^{-1}$, se nazývá **astenosféra** (viz Obr. 11, 12). Její spodní hranice, na které rychlost seismických vln začíná opět plynule stoupat, se nachází v hloubce asi 260 km. Astenosféra je tvořena částečně natavenou, poloplastickou hmotou která se svým složením nejpravděpodobněji blíží hornině eklogitu.

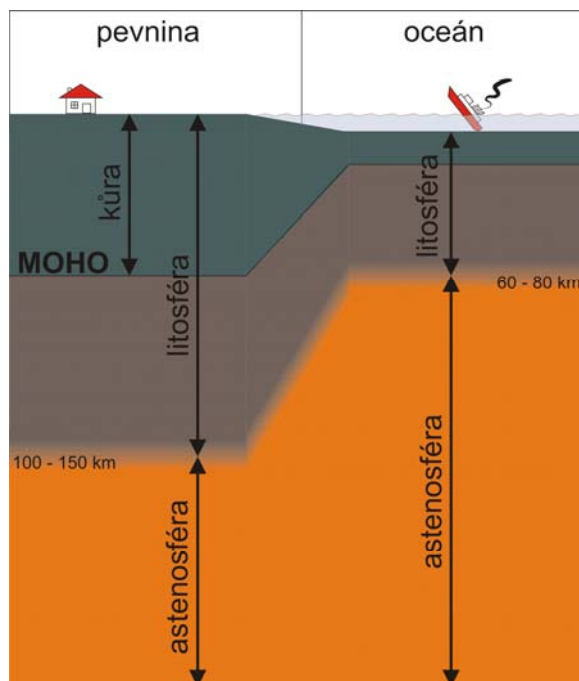
Jako **litosféra** se označuje nejsvrchnější, pevná vrstva která zahrnuje zemskou kůru a svrchní část zemského pláště. Spodní hranicí litosféry je seismicky ověřená plocha nespojitosti, na které dochází k poklesu rychlosti seismických S-vln z $4,7$ na $4,2 \text{ km.s}^{-1}$. Mocnost litosféry pod kontinenty je 100 až 150 km, mocnost pod oceány je 70 až 100 km. Rozdíly v mocnosti litosféry jsou dány odlišným složením **zemské kůry**, která se dělí na dva základní typy:

- oceánskou

Svrchní sféry Země se dělí na horkou plastickou astenosféru a na ní spočívající chladnější pevnou litosféru.

- kontinentální

Oceánská kůra dosahuje mocnosti 6 až 12 km, díky svému složení (bazické a ultrabazické magmatity - bazalty, gabra, peridotity) má relativně vyšší hustotu než kůra kontinentální. **Kontinentální kůra** dosahuje mocnosti 25 až 80 km a kromě nejspodnější bazaltové vrstvy je tvořena méně hustými horninami - převážně granitoidy a sedimenty. Hustotní rozdíly mezi kontinentální a oceánskou kůrou mají zásadní vliv na kinematiku litosférických desek.



Obr. 11 Litosféra a astenosféra

Průvodce studiem

Mimo obrovského množství energie, kterou přijímá z vesmíru, má Země také své vlastní energetické zdroje - především tepelné energie, která se uvolňuje rozpadem radioaktivních prvků v plášti. Vnitřní teplo Země se dá odvodit od veličiny, kterou nazýváme tepelný tok. Tepelný tok označuje množství vnitřního tepla, které projde za 1 sekundu povrchem Země o ploše 1 m². Zjištění, že rozložení tepla v plášti je nehomogenní, vedlo k formulaci myšlenek o tepelně-gravitačním konvekčním proudění hmoty pláště, tzv. **hypotézy konvekčních buněk** pláště. Konvekční buňky jsou definovány jako velmi rozsáhlé uzavřené proudy v plášti (astenosféře), ve kterých teplejší plášťová hmota stoupá vzhůru a chladnější hmota klesá dolů. Předpokládá se, že konvekční proudění probíhá také v kovovém jádře Země, které vlivem Faradayova zákona generuje magnetické pole Země.

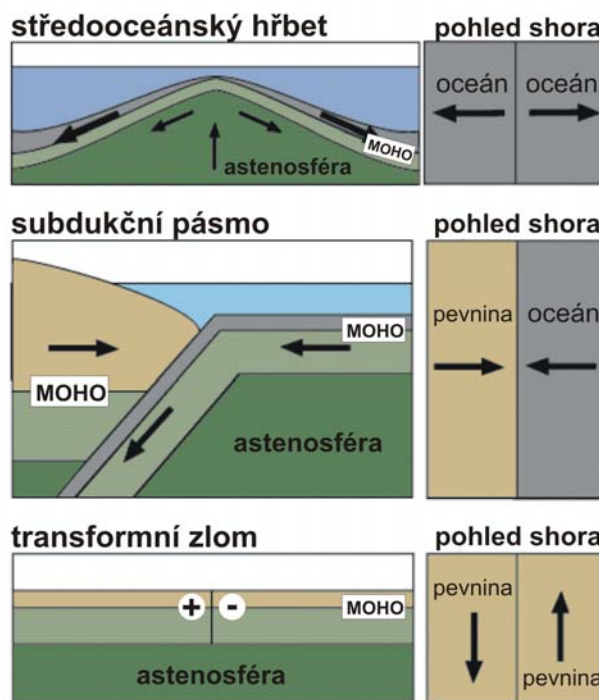
Litosféra je podél **litosférických rozhraní** rozdělena na menší či větší díly - **litosférické desky** - které „plavou“ na povrchu astenosféry. Desky se neustále pohybují, jednak ve směru tečném (po obvodu Země) a jednak ve směru dostředném (stoupají a klesají). Dnešní povrch Země je tvořen 12 hlavními litosférickými deskami: deskou **eurasijskou**, **africkou**, **arabskou**, **indickou**, **filipínskou**, **pacifickou**, deskou **kokosovou**, deskou **Nazca**, **severoamerickou**, **jhoamerickou**, **karibskou** a **antarktickou** deskou.

Litosféra je „rozlámana“ na litosférické desky, které se vůči sobě neustále pohybují.

1.6.2 Litosférická rozhraní

Litosférická rozhraní (viz obrázek Obr. 12) jsou seismicky aktivní linie, podél kterých se desky vůči sobě navzájem pohybují. V některých případech může být deskové rozhraní zároveň i hranicí mezi kontinentální a oceánskou litosférou (z. okraji Jižní Ameriky), jindy probíhá hranice mezi kontinentálním a oceánským typem litosféry uvnitř jediné desky (v. okraj Jižní Ameriky). Na deskových rozhraních se uvolňuje maximum vnitřní energie litosféry ve formě zemětřesení, vulkanické činnosti a zvýšeného tepelného toku. Na základě tří základních směrů pohybu desek se desková rozhraní rozdělují do tří typů:

- **divergentní** (konstruktivní) deskové rozhraní (desky pohybují od sebe, vzdalují se)
- **konvergentní** (destruktivní) rozhraní (desky pohybují proti sobě, přibližují se)
- **rozhraní podél transformních zlomů** (konzervativní) rozhraní (desky se pohybují vedle sebe aniž by se vzdalovaly nebo přibližovaly).



Obr. 12 Litosférická rozhraní

Divergentní rozhraní

Vývoj na divergentním rozhraní má dvě etapy - počáteční etapu neboli kontinentální rifting a pokročilou etapu neboli rozpínání oceánské kůry.

Kontinentální rift je zónou rozpadu desky tvořené kontinentální litosférou. Rozpad kontinentální litosféry je vyvolán buď zvýšeným tepelným tokem ze zemského pláště a hromaděním tepla pod kontinentální litosférou, nebo bočním natahováním (extenzí). V prvním případě dochází k vyklenutí litosféry a následně k jejímu rozpraskání, rychlému poklesu litosférických bloků a vzniku úzké topografické deprese - riftu (rift vyvolaný astenosférou, **aktivní rift**). V druhém případě je rifting vyvolán bočním natahováním dvou bloků kontinentální litosféry (rift vyvolaný litosférou, **pasivní rift**). Kontinentální kůra se díky extenzi v obou případech postupně ztenčuje.

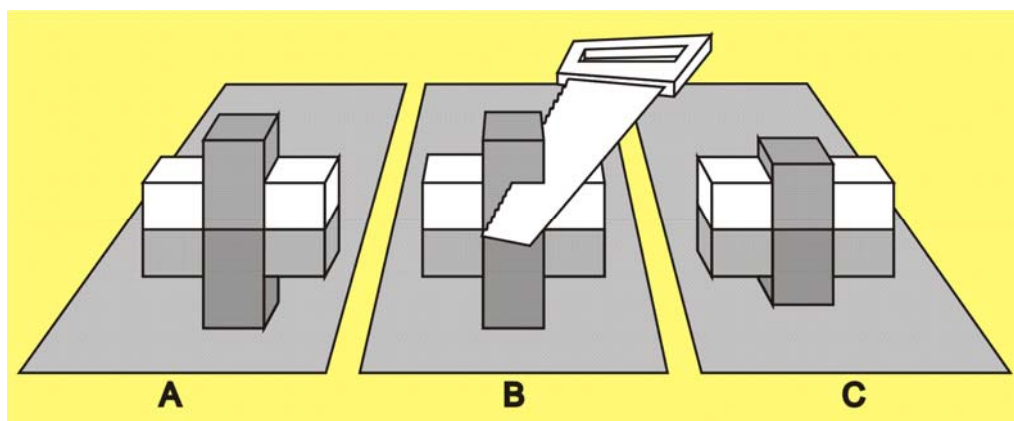
V okamžiku, kdy je mocnost kontinentální kůry nulová v celé délce riftu je původně celistvá deska roztržena na dvě nové desky a nastává druhá etapa vývoje divergentního rozhraní – **středoocéánský rift**. Na okraji obou nově vzniklých litosférických desek je zachován boční

Na kontinentálním riftu se od sebe vzdalují dvě desky tvořené kontinentální litosférou

přechod od kontinentální do oceánské litosféry. Na tomto přechodu nedochází ke vzájemným tečným pohybům a tato hranice tedy není deskovým rozhraním. Tento typ okraje kontinentu se nazývá **pasivní okraj kontinentu** (viz obrázek Obr. 14).

Průvodce studiem

V 19. století byla vyslovena hypotéza o **izostatickém vyrovnání** (viz obrázek Obr. 13). Podle této hypotézy je litosféra (pevná látka) nadlehčována hydrostatickou vztlakovou silou, která se rovná tíže plášťové hmoty (kapaliny) vytlačené litosférou. Z toho je patrné, že části litosféry hluboko zanořené do astenosféry (vytlačující velký objem hmoty astenosféry) jsou relativně nadlehčovány a vyzdviženy. Tento výzdvih se na povrchu Země projeví morfologickou elevací. Naopak, oblasti ponořené do astenosféry jen mírně jsou nadlehčovány méně a dochází k jejich poklesu, který se na povrchu Země projeví morfologickou depresí. Izostatický model byl skutečně potvrzen detailním měřením hloubky MOHO diskontinuity. MOHO se nachází ve větších hloubkách pod horskými pásmy (až 70 km hluboko) a v mělkých hloubkách pod topografickými depresemi, např. oceánským dnem (pouze okolo 12 km). Je tedy zřejmé, že změny hustoty nebo mocnosti zemské litosféry vyvolávají nemalé vertikální pohyby litosférických bloků.



Obr. 13 Princip izostatického vyrovnání pevného bloku litosféry plovoucího na hladině astenosféry

Uvolněný prostor mezi novými deskami je okamžitě zaplňován novou oceánskou litosférou a boční natahování nyní probíhá v nově vzniklé struktuře - **středoocéánský rift**, což je úzké podmořské údolí s velmi vysokými hodnotami tepelného toku. Pod riftem dochází k tuhnutí bazických a ultrabazických vyvřelých hornin (peridotity, gabra a jejich žilné a výlevné ekvivalenty). Vlivem bočního natahování se obě desky oddalují a zvětšování prostoru nové oceánské litosféry se oceánské dno **rozpíná**. Rychlost rozpínání na středoocéánském riftu se pohybuje v rozmezí několika mm až několika desítek mm za rok. Vysoký tepelný tok způsobuje prohřátí oceánské litosféry a zvětšení jejího objemu. Díky tomu je středoocéánský rift i se svým okolím nadlehčován a izostaticky vyzdvižen až 3 km nad okolní úroveň oceánského dna. Vzniká tak zvláštní druh podmořského horského pásma, který nazýváme **středoocéánský hřbet** (viz obrázek Obr. 12, 14). Tepelný tok je nejvyšší v zóně středoocéánského riftu, směrem do stran hřbetu postupně klesá. S rostoucí vzdáleností od riftu se litosféra postupně ochlazuje, zmenšuje se její objem, zvyšuje se její hustota a dochází k jejímu izostatickému poklesu do astenosféry, tzv. **termální subsidenci**. To se projevuje v hloubce oceánského dna, která je obecně největší na okrajích oceánů.

Na středoocéánském riftu dochází k rozpínání oceánu a vzniká nová oceánská litosféra

Průvodce studiem

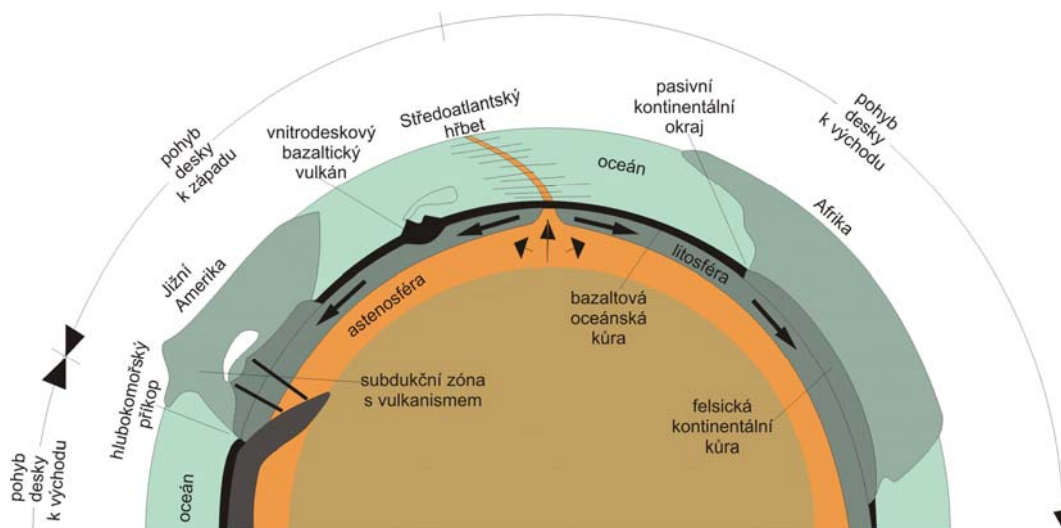
Teorie rozpínání oceánů se opírá především **paleomagnetická měření**. V horninách utuhlé oceánské litosféry jsou zaznamenány změny magnetické polarity Země (viz. kapitola 4). Plošným měřením polarity zbytkových magnetických polí hornin v oceánech bylo zjištěno, že na oceánském dně se střídají pruhy hornin s normální a reverzní magnetickou polaritou. Tyto pruhy jsou zhruba rovnoběžné se středooceánským hřbetem a symetrické podle osy středooceánského hřbetu. Z tohoto faktu bylo jednoduchou logikou odvozeno, každé časové období normální nebo reverzní magnetické polarity má svůj záznam v pruhu hornin oceánské kůry, která během příslušného období vznikla. Střídání horninových pásů s opačnou magnetickou polaritou tedy odráží střídání chronů magnetické polarity. Oceánská kůra se proto dá přirovnat k jakési "magnetické pásce" na kterou se nahrává sled normálních a reverzních magnetických polarizací Země.

Rozpínání oceánské kůry bylo prokázáno měřením paleomagnetismu

Konvergentní rozhraní

Pokud nepřijmeme předpoklad, že se Země neustále rozpíná, musí být rozpínání oceánské kůry kompenzováno zánikem zemské litosféry někde jinde. Z datování hornin oceánské kůry bylo zjištěno, že oceánská kůra je obecně daleko mladší než kůra kontinentální. Nejstarší oceánské sedimenty pocházejí z východního okraje Pacifiku, jejich stáří je asi 160 mil. let (svrchní jura) což představuje jen nepatrný zlomek stáří nejstarších hornin známých z kontinentální kůry (asi 4000 mil. let). Z toho vyplývá, že je to právě oceánská litosféra, která po určité době putování napříč oceánem na okrajích oceánů zaniká, zatímco kontinentální kůra je relativně trvalá. K zániku oceánské litosféry dochází na jednom ze dvou typů **konvergentních (destruktivních) deskových rozhraní**:

- zóny subdukce (viz obrázek Obr. 12, 14)
- zóny kontinentální kolize.



Obr. 14 Základní pojmy deskové tektoniky na příkladu jižního Atlantiku

Na **subdukčních zónách** dochází k podsouvání (subdukci) oceánské litosféry pod jinou litosférickou desku, jejímu poklesu do astenosféry a zániku. Schopnost subdukce úzce souvisí s gravitací - nejvíce náchylná k subdukci je stará, chladná oceánská litosféra, která má vysokou hustotu. Topograficky se subdukce projevuje dlouhou úzkou proláklínou - **hlubokomořským příkopem** (viz obrázek Obr. 14) (např. jávský příkop, mariánský příkop). Plochy subdukce jsou

Na subdukčních zónách zaniká oceánská litosféra – propadá se do astenosféry

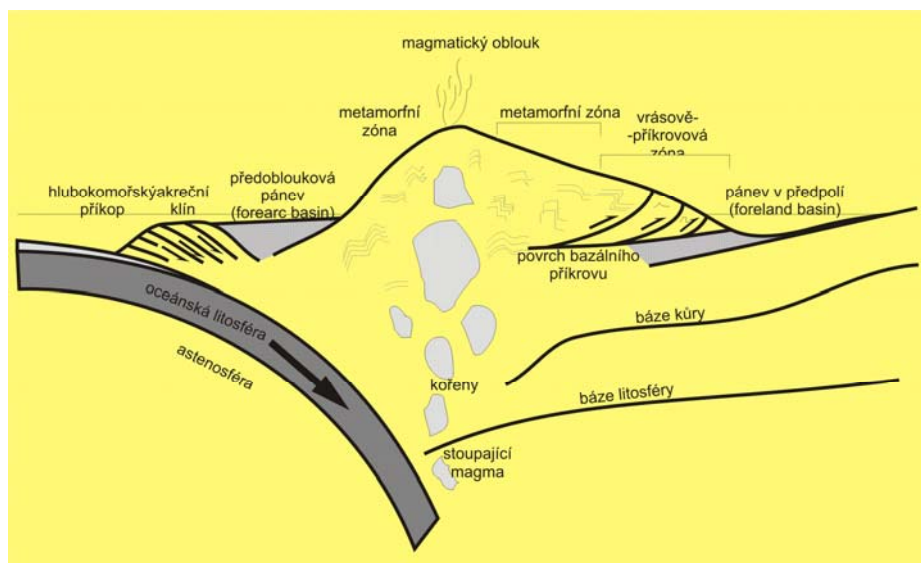
seismicky velmi aktivní. Měřením bylo zjištěno, že hloubky zemětřesných hypocenter relativně plynule narůstají se vzrůstající vzdáleností směrem od hlubokomořského příkopu pod nadložní desku. Hypocentra zemětřesení jsou rozmístěna podél pomyslné roviny, tzv. **Wadati - Benioffovy zóny**. Sklon subdukční zóny odpovídá sklonu Wadati - Benioffovy zóny; a ta se pohybuje v rozmezí zhruba 30 až 80° od horizontály. V nadloží subdukčních zón se vytváří prominentní geologická a geomorfologická struktura - **magmatický oblouk**.

Průvodce studiem

Oceánská kůra s relativně tenkým pokryvem hlubokomořských sedimentů nasycených vodou se při poklesu do astenosféry snadno taví. Vzniklá tavenina se chemicky a gravitačně diferencuje na těžší mafickou složku (s vysokým obsahem kovových prvků, především hořčíku a železa) a lehčí felzickou složku (ze které později krystalizují především světlé minerály - živce, foidy a křemen). Lehčí felzická složka magmatu stoupá k povrchu a tuhne pod povrchem v podobě granitoidních těles, nebo na povrchu v podobě vulkanitů převážně andezitického složení. Tuhnutí felzického magmatu vede k zesílení tloušťky kontinentální litosféry, izostatickému vyrovnání a výzdvihu pásemných pohoří nad subdukčními zónami.

V závislosti na tom, pod jaký typ litosféry se oceánská deska podsouvá, se magmatický oblouk dělí na oblouk aktivního kontinentálního okraje a ostrovní oblouk. Na **aktivním kontinentálním okraji** dochází k subdukci pod litosféru s kontinentálním typem kůry a výzdvihu pásemného pohoří **andského typu**, které aktivní okraj kontinentu lemuje.

V magmatických obloucích vzniká nová kontinentální litosféra



Obr. 15 Orogén andského typu

Pohoří andského typu jeví výrazně **pásemnou stavbu** (viz obrázek Obr. 15). Střední (osní) pásmo pohoří je tvořeno granitoidními tělesy s obalem metamorfovaných hornin. Toto pásmo směrem do stran přechází do pásma metamorfovaných a silně deformovaných hornin. Okrajová pásma pohoří jsou budována velmi mocnými soubory sedimentárních hornin s vrásovou a příkrovovou stavbou. Typickým příkladem aktivního kontinentálního okraje je západní pobřeží jižní Ameriky a pohoří Andy.

Naproti tomu v **ostrovním oblouku** dochází k subdukci pod litosféru s oceánským typem kůry a výzdvihu řetězů ostrovů. Ostrovy se řetězí do oblouku vlivem zakřivení povrchu Země. Dojde-li totiž k prohnutí kulové plochy (oceánská deska) směrem do centra koule (středu

Země), linie ohybu nebude přímka jako v případě ohybu rovné desky, ale kružnice, respektive její část (ostrovní oblouk). Za recentní příklad ostrovního oblouku může sloužit souostroví Aleuty v severním Pacifiku nebo řetěz indonéských ostrovů na severovýchodním okraji Indického oceánu.

Subdukce oceánské kůry pokračuje tak dlouho dokud se k sobě nepřiblíží dva okraje kontinentální litosféry, přičemž jeden je vždy aktivní a druhý může být buď aktivní nebo pasivní. V okamžiku střetu kontinentálních okrajů dochází ke **kontinentální kolizi**.

Nejjednodušším případem kolize je podsunutí pasivního okraje pod aktivní okraj kontinentu. Jakmile pasivní okraj dospěje do subdukční zóny, je podsouván ve směru původní subdukce, ale tento pohyb se velmi rychle zpomaluje až se úplně zastaví. Zpomalení subdukce je opět řízeno izostaticky především díky hustotním rozdílům mezi litosférou oceánského typu (s relativně vyšší hustotou) a litosférou kontinentálního typu (s relativně nižší hustotou). Lehká kontinentální litosféra totiž nemůže být po dlouhou dobu subdukovaná do pláště o vyšší hustotě. Podsunutí pasivního okraje pod aktivní kontinentální okraj vede k výraznému ztluštění kontinentální litosféry, které má za následek izostatické vyrovnání a výzdvih pásemného pohoří. Tento typ pohoří označujeme jako pohoří **kolizního (himálajského) typu**. Typickým příkladem kontinentální kolize a kolizního pohoří je Himálaj a Tibetská náhorní plošina, které byly vyzdviženy při třetihorní kolizi eurasijského a indického kontinentu.

Horská pásma vznikají buď na magmatických obloucích (Andy) nebo kolizi dvou desek s kontinentální litosférou (Himálaj)

Rozhraní podél transformních zlomů

Třetím typem deskového rozhraní je rozhraní podél **transformních zlomů** (viz obrázek Obr. 12). Jako transformní zlom se označuje typ zlomu s horizontálním střížným pohybem, který běží napříč středoocéánským hřbetem. Transformní zlomy se vytvořily v důsledku kompenzace různých rychlostí rozpínání na středoocéánských riftech a rozdělují středoocéánské hřbety na krátké segmenty, ve kterých je rychlost rozpínání konstantní. Transformní zlomy probíhají převážně uvnitř desek, pouze malé segmenty transformních zlomů, protínajících středoocéánské hřbety nebo subdukční zóny, jsou pravými deskovými rozhraními. Klasickým příkladem je hranice pacifické a severoamerické desky podél zlomu San Andreas v Kalifornii, místem mnoha velkých zemětřesení (např. v r. 1906, 1992).

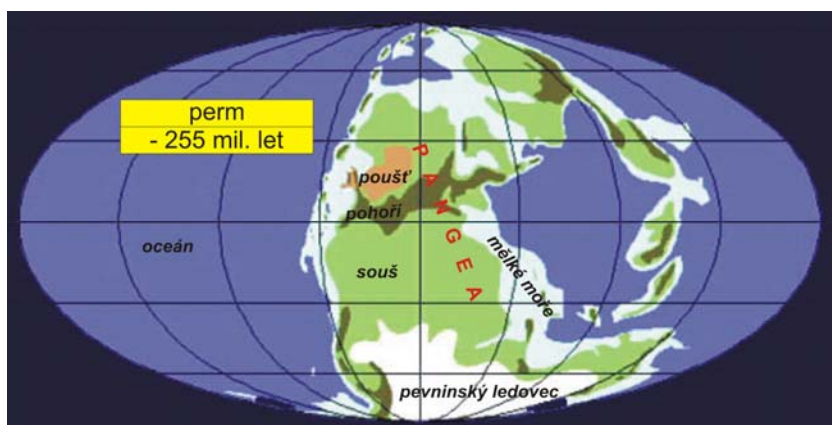
Průvodce studiem

*Hnací mechanismus pohybu desek souvisí s tepelným režimem Země a se zemskou gravitací. V prvním případě je pohyb desek tradičně vysvětlován pomocí **konvekčních buněk** pláště. Při styku astenosféry s litosférou dochází v důsledku tření s litosférou k tečnému vleku litosféry, který se na povrchu projevuje pohybem desek. Jeden z nepřímých dokladů existence konvekčních buněk jsou měření tepelného toku, který dosahuje tradičně vysokých hodnot v oblasti riftů a středoocéánských hřbetů a naopak nízkých hodnot v oblastech nad subdukčními zónami. V druhém případě se při tečném pohybu desek uplatňuje gravitační síla. Stará, chladnoucí oceánská litosféra v okrajových částech oceánů izostaticky „propadá“ do astenosféry (subdukuje) a vleče za sebou zbytek oceánské desky, což vyvolává tečný pohyb.*

1.6.3 Stěhování kontinentů a Wilsonův cyklus

Hypotézu o stěhování kontinentů (**kontinentální drift**) poprvé vyslovil německý glaciolog a geomorfolog Alfréd Wegener v r. 1912. I když se jeho hypotéza v detailech ukázala jako nesprávná, její základní předpoklad, tj. že se kontinenty neustále tečně pohybují po povrchu Země, je správný a byl potvrzen teorií deskové tektoniky. Současný okamžitý stav tohoto procesu je vyjádřen dnešní pozicí kontinentů a oceánů na glóbu. Existuje však řada důkazů, které dokládají, že v minulosti byla kontinentální litosféra seskupena do obřích superkontinentů.

Jeden z nich Wegener popsal z období permu až triasu, zhruba před 250 milióny let, a nazval jej **Pangea** (viz obrázek Obr. 16). Zbytek zemského povrchu tvořil ve stejném období jediný obří superoceán nazývaný **Panthalassa**. Wegener také správně předpokládal, že Pangea se od této doby rozpadá na dnes známé kontinenty, které driftují po povrchu Země a mezi kterými se otevírají dnešní oceány.



Obr. 16 Permský superkontinent Pangea

Proces otevírání a následného uzavírání oceánů má cyklickou povahu a nazývá se **Wilsonův cyklus**. Během Wilsonova cyklu dojde postupně ke kontinentálnímu riftingu, otevření a rozpínání nově vzniklého oceánu, který je lemován pasivními kontinentálními okraji, následně k subdukcí na jedné straně oceánu a vzniku aktivního okraje a nakonec k jeho uzavření při kolizi aktivního a pasivního kontinentálního okraje.

Vznikem a zánikem oceánů (Wilsonův cyklus) dochází k neustálému přemísťování kontinentů

Kompletní Wilsonův cyklus trvá v průměru několik set milionů let. Wilsonovy cykly jednotlivých oceánů se často časově překrývají. V důsledku časově souhlasného vývoje pak dochází k současnému uzavření všech oceánů a vzniku superkontinentu a naopak současnému otevření několika oceánů a rozpadu superkontinentu.

Shrnutí

Litosféra je pevná slupka Země, která se skládá se zemské kůry a nejsvrchnějšího pláště

Astenosféra je horká sféra pod litosférou, která se chová jako plastická látka.

Litosféra se člení na desky, které jsou v neustálém vzájemném pohybu podél litosférických rozhraní.

Na divergentních rozhraních se desky oddalují a vzniká nová oceánská litosféra.

Na konvergentních rozhraních se desky přibližují, zaniká oceánská litosféra a vzniká nová kontinentální litosféra.

Na konvergentních rozhraních dochází k horotvorné činnosti.

Existují dva typy pohoří (orogénů): pohoří andského typu, které vzniká při konvergenci oceánské a kontinentální litosféry, a pohoří himálajského typu, které vzniká konvergencí dvou desk s kontinentální litosférou.

Podle teorie Wilsonova cyklu oceánská litosféra relativně rychle vzniká a zaniká, kontinentální litosféra je trvalejší.

Kontinenty jsou vůči sobě v neustálém pohybu – driftují.

Pojmy k zapamatování

- litosféra
- astenosféra
- litosférické desky

- konvergentní a divergentní litosférická rozhraní
- rift
- subdukce
- magmatický oblouk
- pasivní okraj kontinentu
- aktivní okraj kontinentu
- orogeneze
- Wilsonův cyklus
- Kontinentální drift
- Pangea

Kontrolní otázky

21. *Jaký je rozsah moci litosféry?*
22. *Čím je způsobeno konvenční proudění hmoty pláště?*
23. *Jakou veličinou měříme vnitřní teplo Země?*
24. *Jak se liší kontinentální rift od oceánského riftu?*
25. *Jsou zemětřesení typická pro aktivní nebo pasivní okraj kontinentu?*
26. *Vysvětlete, proč mají ostrovní oblouky v půdorysu tvar oblouku?*
27. *Jak se nazývá zóna, podle které jsou uspořádána hypocentra zemětřesení subdukující desky?*
28. *Co je to Panthalassa?*
29. *Jmenujte alespoň jedno pohoří kolizního typu.*

Cvičení

7. Proč je hloubka MOHO pod pohořími větší než pod nížinami?
8. Proč není na východním pobřeží Jižní Ameriky vyvinut hlubokomořský příkop, tak jak je tomu na jejím západním pobřeží (peruánský příkop)?
9. Vysvětlete, proč dochází ke stěhování kontinentů?

Řešení

7. Je to způsobeno izostatickým vyrovnáním. Mocnější litosféra (kůra) je astenosférou vytlačována výše než méně mocná litosféra (kůra).
8. Na východním okraj Jižní Ameriky není vyvinuto žádné aktivní pohoří. Nejedná se tedy o litosférické rozhraní, nýbrž o pasivní kontinentální okraj. Na západním pobřeží je vyvinut orogén andského typu, který vzniká subdukcí oceánské litosféry pod Jižní Ameriku. Tato subdukce se morfologicky projevuje hlubokomořským příkopem.
9. V důsledku deskové tektoniky, konkrétně Wilsonova cyklu, během kterého vznikají a zanikají oceány. Rozpínáním oceánů v počáteční fázi cyklu se kontinenty oddalují. Uzavíráním oceánů v konečné fázi cyklu se kontinenty přibližují.

2 Přehledná část

2.1 Předgeologický vývoj a základní geologické časové dělení

Studijní cíle: V této kapitole se čtenář seznámí s teoriemi vzniku planety Země a získá základní informace o stáří Země a časovém dělení geologického vývoje planety.

Klíčová slova: Akreční teorie, stáří Země, chondrity, prekambrium, fanerozoikum.

Potřebný čas: 20 minut.

Vznik planety Země jako jedné ze čtyř kamenných (terestrických) planet sluneční soustavy spadá do období zhruba 4,6 až 5 Ga (miliard let). Podle současné úrovně znalostí je vznik Země vysvětlován pomocí **akreční teorie** - tzn. nabalováním pevných a plyných částic na gravitační jádro planety.

Planeta Země vznikla akrecí – nabalováním pevných částic na gravitační jádro

Podle teorie **homogenní akrece** byla hmota Země původně stejnorodá a teprve po jejím vzniku došlo vlivem gravitačního kolapsu k rozčlenění na jádro a plášť.

Podle protichůdné teorie **heterogenní akrece** docházelo k rozčlenění jádra a pláště již během nabalování částic. Nejdříve se nabalovaly těžší sulfidy kovů a příbuzné sloučeniny jádra a na ně se potom nabalovaly lehčí silikáty pláště. Teprve s pozdějším teplotním vývojem dochází ke vzniku nejmladší pevné sféry - zemské kůry. Během akrece nedocházelo k nabalování plynů na kamenné sféry planety a Země tedy postrádala atmosféru. Předgeologické stádium Země je zastřeno mnoha nejasnostmi především proto, že z tohoto období postrádáme jakýkoliv horninový záznam.

Průvodce studiem

V zemské kůře postrádáme přímé doklady o nejranějším období vývoje Země. Stáří Země proto určujeme nepřímě z chondritů a měsíčních hornin. Chondrity jsou meteority o podobném složení, jaké má zemské jádro. Předpokládáme, že chondrity a zemské jádro vznikly ve stejnou dobu. Měsíc vznikl v nejranějším stádiu vývoje Země následkem dopadu planety zhruba o velikosti Marsu. Jeho stáří tedy odpovídá nejstarším obdobím vývoje Země. Nejstarší chondrity i nejstarší horniny Měsíce mají shodné stáří 4,6 miliard let.

Prekambrium a fanerozoikum

Vlastní geologické období fakticky začíná v době, ze které známe první materiální doklady o existenci zemské kůry – minerály a horniny. Stáří nejstarších známých hornin zemské kůry je 4,0 Ga, což současně odpovídá začátku **prekambria**, eonotemu, který představuje 86% geologického času a který končí před 545 mil. let nástupem druhého eonotemu, fanerozoika, pokračujícího až do současnosti. Prekambrium se dělí na dva eratemy (viz obrázek Obr. 17):

- **archaikum** (prahory)
- **proterozoikum** (starohory)

Někdy se vyčleňuje ještě **hadaikum** jako nejstarší období Země bez přítomnosti života, které předchází archaiku.

Prekambrium je obdobím „skrytého“ života, fanerozoikum je obdobím „zjevného“ života

Fanerozoikum (období zjevného života), druhý eonotem v historii Země začíná před 545 mil. let kambrickou explozí života a trvá do současnosti. V tradičním starším pojetí se fanerozoikum dělí na čtyři eratemy (viz obrázek Obr. 17):

- **paleozoikum** (prvohory)
- **mesozoikum** (druhohory)
- **kenozoikum**

V dřívějším členění se kenozoikum dále dělí eratemy **terciér** (třetihory) a **kvartér** (čtvrtohory). Terciér a kvartér mají v novém chronostratigrafickém pojetí statut útvaru.

EONOTEM	ERATEM stáří (Ma)	ÚTVAR	ODDĚLENÍ	ERATEM stáří (Ma)	ÚTVAR	ODDĚLENÍ	ERATEM stáří (Ma)	ÚTVAR	ODDĚLENÍ	EONOTEM	ERATEM stáří (Ma)																	
FANEROZOIKUM	1,8	KVARTÉR	HOLOCÉN	MESOZOIKUM	KŘÍDA	SVRCHNÍ	286	PERM	SVRCHNÍ	PALEOZOIKUM	900																	
			PLEISTOCÉN						SPODNÍ			SVRCHNÍ																
			PLIOCÉN						svrchní				KARBON	SVRCHNÍ	1600													
														spodní		SPODNÍ												
	23	NEOGÉN	svrchní		144	JURA		SVRCHNÍ (MALM)	360		DEVON		SVRCHNÍ	408		PROTEROZOIKUM	2500											
			MIOCÉN									střední	STŘEDNÍ (DOGGER)					STŘEDNÍ										
															spodní			SPODNÍ										
			65									TERCIÉR	PALEOGEN		svrchní			208	TRIAS	SVRCHNÍ	438	SILUR	SVRCHNÍ	505	ARCHAIKUM	3000		
															OLIGOCÉN								spodní				STŘEDNÍ (LIAS)	SPODNÍ
																												EOCÉN
															svrchní								KAMBRIUM				SVRCHNÍ	
															spodní												STŘEDNÍ	
															svrchní								SPODNÍ					
			PALEOCÉN									svrchní	SPODNÍ		550			4500										
	spodní	spodní	SPODNÍ																									

Obr. 17 Globální chronostratigrafické dělení prekambria a fanerozoika

Shrnutí

Planeta Země vznikla před 4,6 až 5,0 miliardami let.

Země vznikla akrecí – nabalováním pevných částic na gravitační jádro.

Geologický čas se dělí na dva eonotemy a šest eratemů: prekambrium (období „skrytého“ života) se člení na eratemy hadaikum, archaikum a proterozoikum; fanerozoikum (období „zjevného“ života) se člení na paleozoikum, mesozoikum a kenozoikum.

Pojmy k zapamatování

- homogenní a heterogenní akrece
- stáří Země
- prekambrium, hadaikum, archaikum a proterozoikum

- fanerozoikum, paleozoikum, mesozoikum a kenozoikum

Kontrolní otázky

30. Jak stará je planeta Země?
31. Co je to chondrit?
32. Jak byste charakterizovali hadaikum?

Úkoly k textu

4. Z nejstarších období vývoje Země neznáme žádné horniny, které by se daly radiometricky datovat. Jaké jiné materiální doklady o stáří Země tedy máme k dispozici?

2.2 Archaikum

Studijní cíle: V kapitole čtenář získá informace o nejstarších obdobích vývoje zemské kůry, atmosféry, hydrosféry a živých organismech.

Klíčová slova: Archaikum, pásma zelenokamenů, granulitová asociace, kratonizace, translační systém, prokaryota, stromatolity.

Potřebný čas: 50 minut.

Eratem archaika trval 1,5 mld. let (4,0 Ga až 2,5 Ga). Archaikum se dělí na tři části, spodní, střední a svrchní archaikum (viz obrázek Obr. 17).

2.2.1 Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů

Zemská kůra

Nejstarší známé horniny archaika jsou datovány do 4,0 Ga (viz obrázek Obr. 18). Prvotní zemská kůra se skládala převážně z magmatických mafických až ultramafických hornin, tzv. **komatiitů**. Komatiity jsou horniny které dnes již v zemské kůře nevznikají, a svým složením se blíží bazaltům dnešní oceánské kůry. Na rozdíl od bazaltů mají komatiity zhruba o 300°C vyšší teplotu tuhnutí, z čehož lze usuzovat, že na povrchu Země v archaiku panovaly mnohem vyšší teploty, než dnes. Komatiitová kůra pokrývala celý povrch Země od pólu k pólu, podobně jako je tomu s bazaltovou kůrou Měsíce.

Velmi záhy se z komatiitové kůry začínají rozčleňovat první horniny felzické (kontinentální) kůry – trondhjemit, tonality a granodiority tzv. **granulitové asociace**. Horniny granulitové asociace vytvářejí první protokontinenty velmi malých rozměrů (pouze několik desítek km v průměru). Proces vzniku protokontinentů nejčastěji souvisel s tavením a diferenciací komatiitové kůry v subdukčních zónách a protokontinenty tak vlastně představují magmatické oblouky ve smyslu deskové tektoniky.

Protokontinenty mezi sebou kolidují a v kolizních zónách mezi nimi se zachovává další horninová asociace tvořená amfibolity a zelenými břidlicemi (což jsou metamorfované komatiity a bazalty), tzv. **pásma zelenokamenů**. Z doby o něco pozdější (3,8 Ga) jsou již doloženy první sedimenty, které pokrývají bloky granulitové asociace (lokalita Isua v Grónsku).

Narůstání hmoty kontinentální kůry a vzájemné kolize protokontinentů - proces označovaný jako **kratonizace** - v závěru archaika vyústily ve vytvoření prvního **superkontinentu** (zhruba 2,7 Ga). Archaické horniny granulitové asociace a pásem zelenokamenů se nachází v

Komatiity jsou horniny archaické oceánské kůry, dokládají, že povrch Země byl teplejší než dnes

Z hornin granulitové asociace se skládaly první zárodky kontinentů

Pásma zelenokamenů vznikají v kolizních zónách protokontinentů

obnažených, dómovitě vyklenutých jádrech dnešních kontinentů - tzv. **štítech** - ke kterým patří kanadský štít, baltický štít, ukrajinský štít, východosibiřská platforma, čínský štít, indický štít, australský štít, africký štít, jihoamerický štít a antarktický štít.

Průvodce studiem

Nejstarší zbytky **felsické kůry** reprezentované tonalitickými až granitickými rulami byly objevené u Yellowknife na severozápadě Kanady (Severní Teritorium) 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). Hojným doprovodným minerálem felsických vyvřelých hornin je zirkon. Nejstarší zirkon ze západní Austrálie byl datován na 4,0-4,3 Ga. Velmi dobře známé a prozkoumané **pásmo zelenokamenů** v Barberton Mountain Land v jižní Africe je datováno na 3,5 Ga. Další oblastí, kde existuje výborný záznam archaického pásma zelenokamenů je pilbarský blok v západní Austrálii.

Atmosféra a hydrosféra

Intenzivní vulkanická aktivita Země vedla již na začátku archaika k intenzivnímu odplyňování (degazaci) pláště a vzniku **atmosféry**, tvořené CH₄, NH₃, CO₂, CO, H₂O, N₂ a H₂ (viz obrázek Obr. 18). Atmosféra v počátečním stádiu neobsahovala volný kyslík. Kondenzací vodních par vzniká **hydrosféra**, jejíž existence je již ve spodním archaiku dokumentována mořskými, převážně hlubokovodními sedimenty. Mořská voda měla výrazně redukční charakter a byla charakteristická nepřítomností volného O₂. K závěru archaika a ve spodním proterozoiku vznikají mohutné akumulace chemogenních železitých silicítů (jaspilitů), tzv. **páskovaných železných rud**. Páskované železné rudy se vysrážely z mořské vody a představují jedny z největších ložisek železa na Zemi (například ložisko Krivoj Rog na Ukrajině).

Atmosféra a hydrosféra vzniká odplyněním zemského pláště

2.2.2 Vznik a prvotní vývoj života

Otázka vzniku života na naší planetě je jedním ze základních problémů současné vědy, a i když existuje mnoho často diametrálně odlišných hypotéz, tento problém zatím zůstává nevyřešen. Velmi zjednodušeně řečeno, moderní chemické modely vzniku života pracují se schopností povrchu některých minerálů, např. pyritu (FeS₂), podporovat autokatalytické reakce, které mohou vést k růstu organických látek dostatečně dlouhou dobu na to, aby vznikly první buněčné struktury s buněčnou membránou schopné přenosu informací a látkové výměny. První buněčné struktury v archaiku vznikaly pravděpodobně v hlubokomořském prostředí středoocéánských hřbetů, díky vysokým teplotám, redukčnímu prostředí a dostatečnému přísunu minerálních látek. Nejstaršími doklady existence živé hmoty jsou tzv. **chemofosílie**, látky, které obsahují izotopicky lehký uhlík organického původu. Chemofosílie staré 3,8 Ga byly nalezeny ve skupině Isua v Grónsku (viz obrázek Obr. 18).

První živé organismy vznikaly patrně na středoocéánských hřbetech

První fosílie v pravém slova smyslu pocházejí z 3,4 Ga starých hornin skupiny Onverwacht v jižní Africe. Jedná se o kulovité anaerobní **bezjaderné mikroorganismy** *Archaeosphaeroides barbertonensis*, extrémně odolné vůči prostředí (rozsah teplot -80°C až 100°C, salinity 3,5 až 31,5‰). Další organismy podobného typu byly nalezeny též v nadložní skupině FigTree v jižní Africe a ve skupině Warawoona v západní Austrálii. O něco později se již v hojně míře objevují **stromatolity** (Obr. 18) - laminované kupovité útvary vznikající zachycováním anorganického materiálu na povlacích tvořených cyanobakteriemi v mělkomořském až pobřežním prostředí.

První fosílie jsou staré 3,4 miliard let

Průvodce studiem

Základní podmínkou života je existence tzv. **translačního systému**, který umožňuje reprodukci - přenos genetických informací a tvorbu bílkovin podle nich. Translační systém vznikl syntézou jednoduchých anorganických a organických látek až k složitým organickým sloučeninám v několika krocích: 1) syntéza HCN (kyanovodíku) a HCOH (formaldehydu); 2) syntéza aminokyselin a organických bází; 3) syntéza ribonukleotidů a kondenzačních činidel; 4) kondenzace ribonukleotidů a RNA pomocí kondenzačních činidel a možný vznik aminokyselin z proteinoidů; 5) vznik autokatalytické ribonukleové kyseliny (RNA), která byla schopna replikace bez přítomnosti enzymů (je známa u některých virů); 6) vznik ribonukleového translačního systému, mRNA, tRNA; 7) vznik a rozvoj translačního systému deoxyribonukleové kyseliny (DNA), která je stabilnější při přenosu informací než RNA.

Nejstarší známé horniny jsou staré 3,9 miliard let, nejstarší minerály až 4,3 miliard let.

V archaiku vzniká první kontinentální kůra, která se dochovala jako horniny tzv. granulitové asociace.

Oceánská kůra je v archaiku tvořena tzv. komatiity, které vznikaly za vyšších teplot než dnešní oceánská kůra.

Kolizemi protokontinentů dochází ke kratonizaci – postupnému zvětšování plochy kontinentální litosféry.

Nejstarší atmosféra vzniká odplyněním zemského pláště a neobsahuje kyslík.

V archaiku vzniká život, první fosílie jsou známy z doby před 3,4 miliardami let.

Pojmy k zapamatování

- komatiity,
- granulitová asociace
- pásma zelenokamenů
- kratonizace
- vznik života
- translační systém
- první bezjaderné organismy
- stromatolity

Kontrolní otázky

33. Ze kterých kontinentů jsou známy nejstarší horniny zemské kůry?

34. Co to jsou chemofosílie?

35. Měly první živé organismy buněčné jádro?

Cvičení

10. Jaké plyny se uvolňovaly při vulkanické činnosti v archaiku?

11. Na jakých litosférických rozhraních vznikaly komatiity a na jakých horniny granulitové asociace?

Úkoly k textu

5. Jak souvisí vznik pásem zelenokamenů s deskovou tektonikou?

Řešení

10. Jsou to plyny, ze kterých se skládala nejstarší atmosféra. Tedy CH₄, NH₃, CO₂, CO, H₂O, N₂ a H₂.
11. Komatiity vznikaly ve stejném prostředí jako oceánské bazalty, tedy na divergentních rozhraních. Horniny granulitové asociace vznikaly na magmatických obloucích, tedy na konvergentních deskových rozhraních.

2.3 Proterozoikum

Studijní cíle: V této kapitole se čtenář seznámí s hlavními procesy, které probíhaly v zemské kůře, atmosféře, hydrosféře a biosféře v proterozoiku, tzn. v období před 545 až 2500 milióny let.

Klíčová slova: kadomská orogeneze, superkontinent Rodinie, Eucaryota, Acritarcha, ediakarská fauna.

Potřebný čas: 30 minut.

Eratem proterozoika trval 1,95 mld. let. Začíná svrchní hranicí archaika (2,5 Ga) a končí kambrickou explozí života (545 Ma, miliónů let). Proterozoikum se formálně rozděluje na tři části, spodní, střední a svrchní proterozoikum (viz obrázek Obr. 17).

2.3.1 Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů

Zemská kůra

V proterozoiku je již plně nastartován proces deskové tektoniky včetně Wilsonova cyklu. První superkontinent se rozpadá a ve spodním proterozoiku již známe doklady o existenci velkých kontinentů (viz obrázek Obr. 18). Wilsonův cyklus je v proterozoiku dokumentován několika významnými vrásněními (orogenezemi):

- **transhudsonskou orogenezí** (1,8 až 1,9 Ga, Severní Amerika)
- **grenvillskou orogenezí** (1 Ga, Severní Amerika)
- **kadomskou (panafricko-brazilskou) orogenezí** (svrchní proterozoikum, Afrika, Jižní Amerika, Evropa).

V důsledku těchto vrásnění se zhruba někde na hranici středního a svrchního proterozoika vytváří další superkontinent – **Rodinie (Protopangea)**. Ve spodním proterozoiku dochází k prvnímu známému zalednění, které je dokumentováno glacigenními sedimenty (2,1 Ga, skupina Gunflint, Severní Amerika), další zalednění se opakuje v samotném závěru proterozoika.

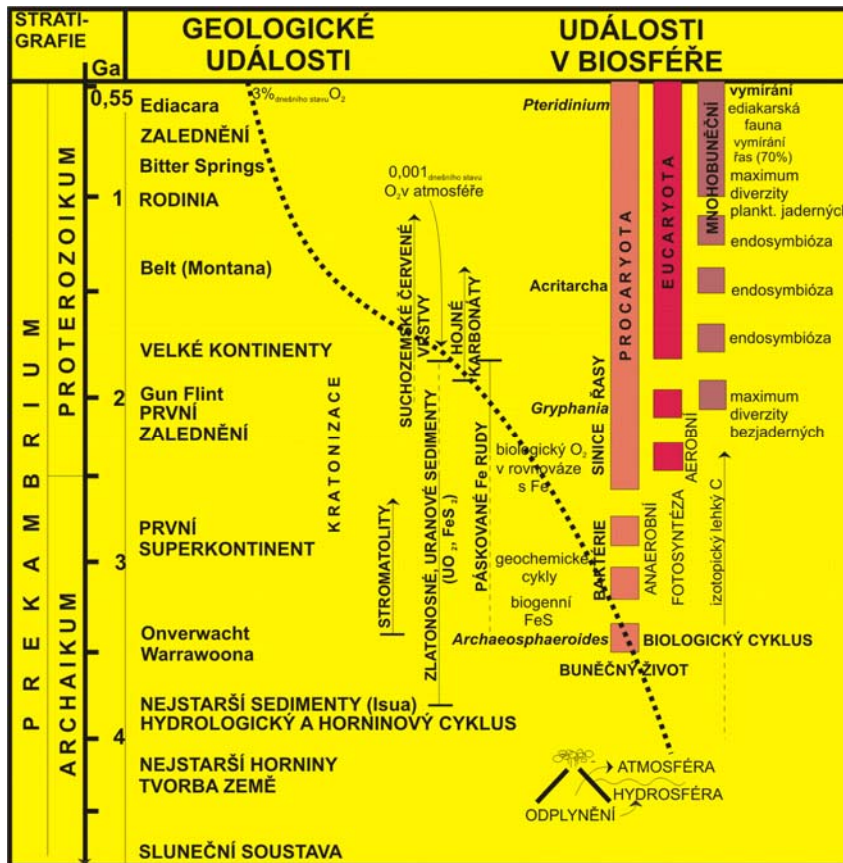
Atmosféra a hydrosféra

Složení atmosféry se v proterozoiku začíná zvolna měnit díky biogeochemickým procesům. Zatímco obsah volného dusíku N₂ zůstává v podstatě nezměněný, vodní páry a CO se fotochemickou reakcí mění na CO₂ a H₂, který uniká do vesmíru. S rozvojem fotosyntetizujících řas se do atmosféry začíná uvolňovat O₂, který se však až do spodního proterozoika téměř zcela váže s dvojmocným železem Fe^{II} a vytváří páskované železné rudy. Ve spodním proterozoiku

V proterozoiku probíhají první známé orogeneze (vrásnění)

V atmosféře se objevuje kyslík – produkt fotosyntézy řas

(1,7 Ga) je zásoba Fe^{II} v mořské vodě vyčerpána, sedimentace páskovaných železných rud končí a obsah fotosynteticky produkovaného kyslíku v atmosféře začíná stoupat. V té době je obsah O₂ v atmosféře zhruba 0,001 % dnešního stavu. Obsah kyslíku v atmosféře začíná stoupat a na konci proterozoika dosahuje 3 %. Existence O₂ v atmosféře je dokumentována červenými kontinentálními sedimenty (např. jotnický pískovec ve Skandinávii, 1,4 - 1,2 Ga). V mořské vodě rozpuštěný CO₂ umožňuje rozsáhlé akumulace CaCO₃ ve formě karbonátových hornin.



Obr. 18 Hlavní události a procesy probíhající v prekambričké litosféře, atmosféře a biosféře.

2.3.2 Vývoj života

Během dlouhého období proterozoika zaznamenává život významný pokrok. Ve spodním proterozoiku (okolo 2,0 Ga) dochází k maximální diverzitě **bezjaderných organismů** - především bakterií a sinic (*Gunflintia*, *Huroniospora*, atd.).

Nejstarší známé **jaderné organismy** (Eucaryota) se objevují kolem 2,0 Ga v Michiganu, USA (řasa *Gryphania*). O něco později se začínají objevovat skupina **Acritarcha**, pravděpodobně rozplozovací cysty řas, která dosahuje maxima diverzity kolem 1,0 Ga. Na konci proterozoika dochází ke snížení počtu druhů akritarch až o 70 %, což je považováno za jedno z prvních hromadných vymírání v historii života na Zemi. Během svrchního proterozoika se začínají objevovat první řasové koloniové organismy (*Gyalosphaera*) a v závěru proterozoika (670 Ma) již existují složité mnohobuněčné organismy (Metazoa) (viz obrázek Obr. 18).

První nálezy mnohobuněčných organismů pocházejí z pohoří Ediacara v Austrálii. Zdejší organismy, tzv. **ediakarská fauna** (viz obrázek Obr. 18), jsou již značně rozrůzněné na úrovni vysokých taxonomických jednotek. Zástupci ediakarské fauny nemají pevné schránky, jsou většinou paprscitě souměrná a často dosahují na svou dobu gigantických rozměrů (např. rod *Dickinsonia* až 1m). Organismy ediakarské fauny jsou systematicky řazeny do samostatné skupiny **Vendobionta**, která v pozdějším organickém světě nemá obdoby. Koncem

Před 2 miliardami let se objevují první jaderné organismy

V ediakarské fauně jsou zachováni první mnohobuněční živoichové

proterozoika ediakarská fauna vymírá. Na samotném konci proterozoika se objevují první drobné organizmy s mineralizovanými schránkami

2.3.3 Proterozoikum v České republice

Nejrozšířenější výskyty nemetamorfovaných hornin proterozoického stáří jsou v tepelsko - barrandienské podoblasti středočeské oblasti. Ve zdejších klastických sedimentech (jílovce, pískovce, prachovce, místy slepence) a chemogenních sedimentech (silicity) byly nalezeny svrchnoproterozoické akritarchy, sinice a bakterie. Metamorfované a vyvřelé proterozoické horniny jsou známy především z oblasti lužické, moldanubické a moravskoslezské. Tyto horniny neobsahují fosílie a jsou zpravidla datovány některou z metod číselného datování. Jejich stáří odpovídá svrchnímu proterozoiku.

Průvodce studiem

Český masív představuje zbytek paleozoického variského orogénu, který se rozhodující měrou podílel na jeho konečném utváření. Pro Český masív je charakteristická výrazná zonální stavba, která se projevuje zlomovou stavbou a různou intenzitou variské metamorfózy. Z regionálně-geologického hlediska se proterozoické a paleozoické horniny Českého masívu dělí na následující zóny (oblasti): 1) moldanubickou, 2) kutnohorsko-svrateckou, 3) středočeskou, 4) krušnohorskou (saskodurynskou), 5) lužickou, a 6) moravskoslezskou. Na těchto zónách leží podél úhlové diskordance nezvrásněné horniny stáří svrchní karbon až kvartér.

Shrnutí

V proterozoiku již dochází k rozpadu a opětovnému seskupování superkontinentů, je nastartován Wilsonův cyklus.

Podle typických facií, páskovaných železných rud a kontinentálních červených pískovců můžeme usuzovat na obsah kyslíku v atmosféře a hydrosféře.

První kontinentální zalednění je dokumentováno glacienními sedimenty stáří 2,1 miliard let

V proterozoiku se objevují první jaderné jednobuněčné organismy i první mnohobuněčné organismy.

Pro svrchní proterozoikum je charakteristická ediakarská fauna, která v závěru proterozoika vymírá.

Pojmy k zapamatování

- Rodinie
- kadomská orogeneze
- první zalednění
- fotosyntéza a obsah kyslíku v atmosféře
- první Eucaryota
- Acritarcha
- ediakarská fauna

Kontrolní otázky

36. Kdy došlo k prvnímu známému zalednění na Zemi?

37. Co je to Gryphania?

Úkoly k textu

6. Jak souvisí složení plynů v proterozoické atmosféře a hydrosféře s procesy v zemské kůře a biosféře?

2.4 Paleozoikum

Studijní cíle: Úkolem této kapitoly je seznámit čtenáře s hlavními procesy, které probíhaly v zemské kůře, atmosféře, hydrosféře a biosféře v paleozoiku, tzn. v období před 245 až 545 milióny let.

Klíčová slova: Gondwana, Laurussie, Pangea, kaledonská orogeneze, variská orogeneze, kulminace hladiny oceánu, první obratlovci, lalokoploutvé ryby, obojživelníci, hromadné vymírání, Barrandien.

Potřebný čas: 4 hodiny 30 minut.

Paleozoický eratem (prvohory) je součástí fanerozoika tvořeného ještě mesozoickým a kenozoickým eratem. Má rozpětí zhruba **300 milionů let** a je ve fanerozoiku nejdelším eratem. Paleozoikum se člení na šest útvarů, **kambrium, ordovik, silur, devon, karbon a perm**, z nichž první čtyři jsou někdy označovány jako starší (spodní) paleozoikum a poslední dva jako mladší (svrchní) paleozoikum (viz obrázek Obr. 17). Spodní paleozoikum na většině kontinentů začalo postupnou mořskou transgresí na nízko ležící pobřežní oblasti. Naopak konec prvohor je charakterizován celosvětovým ústupem moře.

Názvy útvarů kambrium, ordovik, silur, devon, karbon a perm vznikaly postupně v 18. a 19. století

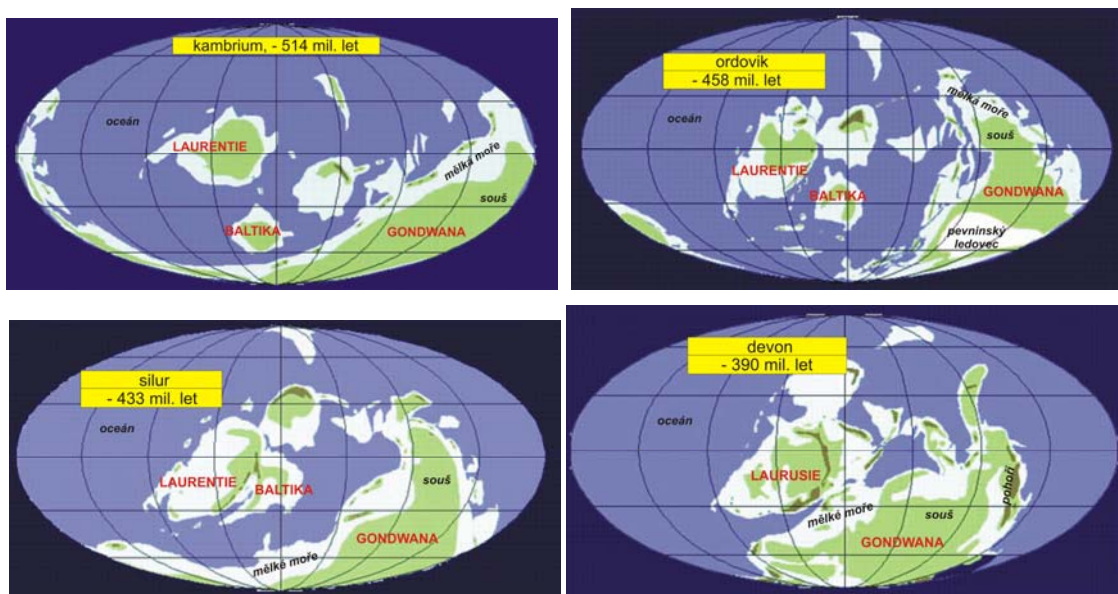
Průvodce studiem

Název **kambrium** pochází z latinského označení Walesu - Cumbria a byl poprvé použit v minulém století pro spodní část vrstevního sledu ležícího diskordantně nad prekambriem. Název **ordovik** poprvé použil Angličan Lapworth v minulém století. Název je odvozen od latinského označení keltského kmene Ordoviciů, kteří žili v severním Walesu. Pojem **silur** použil poprvé anglický paleontolog Murchison v roce 1835 při studiu geologických poměrů ve Walesu. Odvodil ho od jména keltského kmene Silurů. **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. Název **karbon** ("Carboniferous" – angl. „uhelný“) byl zaveden anglickými geology Connybearem a Phillipsem již v r. 1822. Název **perm** je odvozen od města Perm na západním Uralu. Jako samostatný útvar byl vymezen Murchisonem v r. 1841.

2.4.1 Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů

Paleozoikum se zhruba kryje s kompletním Wilsonovým cyklem, při kterém dochází k rozpadu svrchnoproterozoického superkontinentu **Rodinie** (rozpad začíná již ve svrchním proterozoiku) a opětovnému sjednocení kontinentů do nového superkontinentu **Pangea** ve svrchním permu.

V **kambriu** je již proces rozpadu Rodinie hotov, a setkáváme se zde s několika kontinentálními bloky. Největším z nich je obří kontinent **Gondwana**, který zahrnuje dnešní Afriku, Austrálii, Antarktidu, Jižní Ameriku a indický subkontinent. Dalšími kontinentálními bloky jsou **Baltika** (severní Evropa), **Laurentie** (převážná část Severní Ameriky), **sibiřský**, **kazašský** a **čínský kontinent** (viz obrázek Obr. 19). Během kambria se od sebe vzdalují Laurentie a Baltika a prostor mezi nimi je vyplněn protoatlantickým oceánem neboli oceánem **Japetus**. Mezi Baltikou a Gondwanou existuje další oceánský prostor, oceán **Paleotethys**. Mezi Baltikou a Sibiří je otevřen **uralský oceán**. Vzdalování Laurentie, Baltiky a Gondwany přetrvává až do ordoviku a poté se na okrajích Japetu a Paleotethys začínají tvořit subdukční zóny a oceány se začínají uzavírat.



Obr. 19 Pozice kontinentů a oceánů v období od kambria do devonu.

Kaledonská orogeneze

V období **od ordoviku do spodního devonu** dochází k významným přesunům kontinentů, které jsou provázány horotvornými fázemi tzv. **kaledonské orogeneze**. Kontinenty Laurentie a Baltika se přibližují a mezi nimi se postupně uzavírá oceán Japetus. V siluru dochází na jihu Baltiky ke kolizi s jedním ze severních gondwanských fragmentů - mikrokontinentem **Avalonie**, při které se uzavírá **Tornquistovo moře** a vrásní se tzv. východní (německo-polská) větev kaledonského orogénu. Ve svrchním siluru a spodním devonu konečně Laurentie koliduje s Baltikou (a přilehlým avalonským mikrokontinentem) za vzniku sjednoceného kontinentu **Laurussie** (viz obrázek Obr. 19) a vrásní se vysoké kaledonské pohoří severojižního směru, které je dnes zachováno ve Skandinávii, Grónsku a na východě Severní Ameriky. Ve spodním devonu tedy existují dva rozsáhlé kontinentální bloky, Laurussie a Gondwana, mezi nimiž se postupně uzavírá oceán Paleotethys. Vyzdvížené kaledonské pohoří se ve spodním devonu stalo zdrojem obrovského množství klastického materiálu, který se akumuluje na povrchu Laurussie v podobě červených kontinentálních pískovců a slepenců tzv. facie "Old Red" (Velká Británie, severní a střední Evropa). Prozatím nekonsolidované části Českého masivu jsou rozmístěny na jednotlivých gondwanských fragmentech - Avalonii, Armorice a moldanubickém mikrokontinentu (viz. níže). Od ordoviku do devonu se horninové celky Českého masivu postupně stěhují ze zhruba 40° j.š. až do rovníkové oblasti.

Variská orogeneze

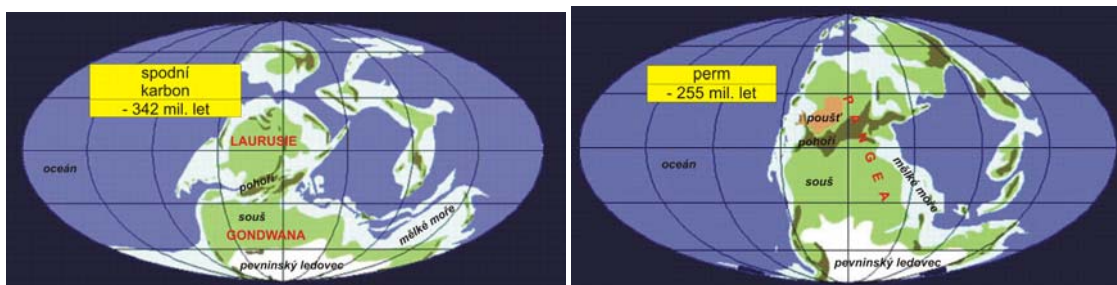
V období **od devonu do permu** dochází k celé řadě kolizních událostí v oblasti Paleotethydy, které ve svrchním permu vrcholí sjednocením Laurussie a Gondwany. Tento soubor tektonických procesů se nazývá **variská (hercynská) orogeneze**, která probíhá v několika časově oddělených fázích. Příčinou série tektonických fází byly kolize menších kontinentálních

Kolizemi mezi kontinenty Laurentie, Baltika a Avalonie dochází v ordoviku, siluru a devonu ke kaledonské orogenezi

Variská orogeneze je sérií karbonických a permských kolizí mezi kontinenty Laurussie a Gondwana

bloků, odštěpených ze severního okraje Gondwany, s jižním okrajem Laurussie. Na tyto dílčí kolize v závěru variské orogeneze následuje přímá kolize Laurussie s Gondwanou. K nejdůležitějším z těchto bloků (mikrokontinentů) patří armorický mikrokontinent (jižní Francie), iberský mikrokontinent (Španělsko) a moldanubický mikrokontinent (Český masiv). Ve od svrchního karbonu až do triasu dochází k postupnému uzavírání uralského oceánu a ke kolizi Laurussie se sibiřským a kazašským kontinentem. Následkem vysoké devonsko až permské tektonické aktivity jsou ve svrchním permu všechny kontinenty sjednoceny do superkontinentu **Pangea** (viz Obr. 20). Variská orogeneze definitivně konsoliduje Český masiv, který je v karbonu a permu lokalizován přibližně v rovníkovém pásmu uprostřed Pangei.

V permu vzniká obří superkontinent Pangea



Obr. 20 Pozice kontinentů a oceánů v karbonu a permu.

2.4.2 Vývoj klimatu

Laurentie, sibiřský a kazašský kontinent leží na začátku kambria zhruba v rovníkové oblasti a díky vysoké hladině světového oceánu jsou téměř úplně zalaty teplým tropickým mořem. Hladina oceánu se postupně zvedá až do svrchního ordoviku, kdy kulminuje v úrovni o několik set m vyšší než je hladina dnešní (až o 600 m ?!). Ve stejné době se Gondwana postupně posouvá do jižní polární oblasti. Ve **svrchním ordoviku** až nejspodnějším siluru dochází ke celosvětovému ochlazení, které se nejvíce projevuje **zaledněním** Gondwany, která je z velké části zakrytá kontinentálním ledovcem.

Ve svrchním ordoviku byla hladina oceánu o několik set metrů výše než dnes

Průvodce studiem

V geologické historii Země se střídaly dva hlavní režimy globálního klimatu. V prvním z nich, označovaném jako skleníkový režim, je klima na Zemi teplé, chybí polární ledové čepice a teplotní rozdíly mezi póly a rovníkem jsou nízké (řádově do 20°C). Pro druhý režim, který nazýváme chladničkový, je typické relativně chladnější klima, rozsáhlé zalednění v polárních oblastech, značné rozdíly mezi teplotami na pólech a na rovníku, řádově více než 50°C, a střídání ledových a meziledových dob. Střídání obou režimů je řízeno především kolísáním obsahu skleníkových plynů (CO₂) v atmosféře v důsledku odplyňování zemského pláště.

Klima je od **siluru** až do středního devonu velmi teplé. V této době jsou teplotní rozdíly mezi polárními a rovníkovými oblastmi mírné a chybí polární ledové čepičky. Rozsáhlé areály kontinentů jsou zalaty mělkým mořem. Pro teplá a mělká silurská až střednosedevonská moře jsou charakteristické útesové vápence s hojnými korály a stromatoporami a ortocerové vápence. Ve větších hloubkách se ukládají typické černé graptolitové břidlice.

V paleozoiku se střídají velmi teplá období s chladnými obdobími se zaledněním polárních oblastí

Ve svrchním **devonu**, na hranici stupňů frasn a famen, dochází k dílčímu ochlazení a poklesu mořské hladiny, tyto jevy se opakují s ještě větší silou na hranici devon / karbon, kdy dochází k celosvětovému ochlazení a zalednění v polárních oblastech. Obě tyto časové úrovně jsou doprovázeny hromadným vymíráním.

V **karbonu a spodním permu** dochází k **zalednění** polárních oblastí. Pro toho zalednění je typické střídání ledových a meziledových dob, rychlé kolísání hladiny světového oceánu a cyklické střídání kontinentálních a mořských sedimentů v příbřežních oblastech. V hlubokomořském prostředí zužujících se oceánů mezi Laurusií a Gondwanou se akumuluje hlubokovodní turbidity tzv. **kulmské facie**. Naopak, mělké příbřežní oblasti a říční delty tropického pásma svrchního karbonu jsou pokryty uhlotvornými močály, které za příznivých fosilizačních podmínek vytvářejí obrovská ložiska černého uhlí. V nejsvrchnějším karbonu a v permu se celosvětové klima postupně mění z vlhkého na suché a hladina světového oceánu klesá, čímž se zvětšuje rozloha souše a nastává tzv. **geokratické období** (období „nadvlády“ souše nad mořem).

2.4.3 Vývoj života

Z hlediska vývoje živých organismů představuje paleozoikum ucelené období, jehož začátek i konec jsou zřetelně ohraničeny významnými evolučními událostmi. Na začátku paleozoika dochází k náhlému vzniku celé řady dnes známých kmenů živočichů a zároveň se v hojně míře začínají objevovat organismy s mineralizovanými schránkami. Tuto událost označujeme jak **kambrickou explozi života**. Konec paleozoika je vymezen největším hromadným vymíráním v historii Země na hranici útvarů perm a trias.

Vývoj rostlinstva

Kambrická flóra je zastoupena sinicemi a řasami, které žijí pouze ve vodním prostředí. V ordoviku dochází k rychlému rozrůznění červených a zelených řas a maxima své diverzity dosahují akritarcha. Z téhož intervalu jsou známy první nálezy spór suchozemských mechorostů. V siluru již existují přímé doklady o suchozemských rostlinách. Na hranici spodní / svrchní silur končí éra vodních rostlin (**thalasofytikum**) a začíná nejstarší éra suchozemských rostlin (**paleofytikum**). K prvním zástupcům suchozemských rostlin patří primitivní cévnaté rostliny, Rhyniphyta, žijící ve vlhkém prostředí příbřežních močálů. Ve spodním devonu se objevují první plavuňovité (Lycophyta) a přesličkovité rostliny (Sphenophyta) a kapradiny (Pteridophyta). Na konci devonu dochází k důležité evoluční události, nástupu prvních **semenných rostlin** (viz Obr. 22). Tím došlo k přerušení závislosti rozmnožovacího cyklu rostlin na vodním prostředí a semenné rostliny proto rychle kolonizují doposud neosídlené areály souše. Ve vlhkém klimatu na konci devonu vznikají první pralesy. V karbonu již existují rozsáhlé pralesy, tvořené až 30 m vysokými stromovými plavuněmi (rody *Sigillaria*, *Lepidodendron*) a přesličkami (rod *Calamites*), dále semennými kapradinami (*Neuropteris*, *Schizoneura*) a prvními zástupci **nahosemenných rostlin** (skupina Cordaites). Ve svrchním karbonu se objevují první jehličnany (Pinopsida) - skupina, která se v nastupujícím aridním klimatu ukázala jako velmi úspěšná. Na hranici spodního a svrchního permu vymírají stromovité plavuně a začínají dominovat nahosemenné rostliny, především jehličnany (např. *Voltzia*, *Ullmania*) a objevují se první zástupci cykasovitých; éra paleofytika končí a nastupuje nová éra - **mesofytikum** s převahou nahosemenných rostlin (viz obrázek Obr. 22).

V siluru rostliny začínají osidlovat souš

V karbonu vznikají nahosemenné rostliny a začínají se šířit dále od vodních ploch

Vývoj jednobuněčných a bezobratlých živočichů

Při **kambrické explozi života** na počátku paleozoika vznikají všechny dnes známé kmény bezobratlých s výjimkou mechovek (Bryozoa). Nejdůležitějším prvkem, který odlišuje kambrickou faunu od prekambriky, je rozvoj pevné, mineralizované kostry (schránky). Nejstarší část kambria, označovaná jako **tomot**, se složením fauny liší od zbytku kambria. V tomotu převládají živočišné houby (Porifera), hyoliti a mlži, většinou s fosforitovými schránkami (apatit a příbuzné minerály).

Při kambrické explozi života se hromadně objevují živočichové s pevnou schránkou

V období po tomotu mezi zástupci fauny převládají **trilobiti** (více než 60 % všech živočišných druhů). Z nejrozšířenějších rodů to jsou například rod *Olenellus*, *Paradoxides*, *Olenus*, *Ellipsocephalus*, *Conocoryphe*, *Sao*, atd. Z ostatních skupin jsou v kambriu hojně **ramenonožci** (např. rod *Lingulella*), **ostnokožci** (z nejdůležitějších skupin např. jablovci - Cystoidea, plošáci - Carpoidea, lilijice - Crinoidea, pralilijice - Eocrinoidea, Calcichordata), od středního kambria

graptoliti (skupina Dendroidea) a různé formy **členovců** (např. skupiny Chelicerata - klepítkatci, Ostracoda - skořepatci, atd.). Na konci kambria dochází k velkému vymírání, kterým jsou postiženi především trilobiti.

Průvodce studiem

Vznik mineralizovaných schránek úzce souvisí s rostoucím obsahem O₂ v atmosféře a vysokým obsahem vápníku v mořské vodě. Vápník je při vysokých koncentracích toxický a organizmy jej tedy začaly mineralizovat ve snaze o detoxikaci prostředí. Nízký obsah kyslíku v prekambriu organismům mohl stačit pouze k zajištění základních životních funkcí – dýchání a metabolismu měkkých tkání. Na začátku kambria však obsah kyslíku v atmosféře a hydrosféře stoupl natolik, aby organismům bylo umožněno využít přebytečný kyslík k biomineralizaci, tedy tvorbě kostry. V prvotních stádiích sloužily schránky především jako opora svalstva. Teprve později schránky přebírají rovněž ochrannou funkci před predátory.

Na počátku ordoviku dochází k rychlé rozšíření a rozrůznění živých organismů, především mořského bentosu. V období **od ordoviku do svrchního devonu** má mořská fauna odlišný ráz než fauna kambrická.

Mezi jednobuněčnými organismy převládají **mřížovci** (Radiolaria). V devonu dochází k první velké diverzifikaci **dírkovců** (Foraminifera).

Trilobiti jsou od ordoviku na pomalém ústupu, který je přerušován dočasnými intervaly rozkvětu. K nejvýznamnějším druhům patří v ordoviku *Asaphus*, *Selenopeltis* nebo *Dalmanitina* a jeden z největších druhů trilobitů vůbec, *Uralichas* (délka až 75 cm). V siluru to jsou např. rody *Aulacopleura*, *Odontopleura*, *Miraspis* a *Encrinurus*. Od středního devonu jsou již trilobiti opět na ústupu, dominují čeledi Phacopidae (např. rody *Phacops*, *Reedops*), Proetidae (rod *Proetus*, *Schizoproetus* aj.) a Dalmanitidae (např. rod *Odontochile*). Z dalších skupin členovců je důležitá skupina **merostomátních členovců** (až 2 m velké dravé rody *Eurypterus* a *Pterygotus*), **skořepatců** (Ostracoda) a **rakovců** (Branchiopoda). V devonu se objevují první bezkřídlí zástupci **hmyzu** (Apterygota) a první **pavouci** (Arachnida).

V bentické fauně dominují opornatí **ramenonožci**, mezi kterými převládají zástupci řádů Orthida, Pentamerida (např. rod *Pentamerus*), Strophomenida (rod *Leptaena*), Terebratulida (např. *Stringocephalus*) a dalších. Na ústupu jsou bezopornatí ramenonožci, např. ordovický rod *Siphonotreta*.

Neméně důležitou skupinou bezobratlých jsou v tomto intervalu měkkýši. V ordoviku a siluru dochází k obrovskému rozmachu dravých nektonních **loděnkovitých hlavonožců** (Nautiloidea) s rovnou schránkou. Některé druhy například rodu *Endoceras* nebo *Orthoceras* dosahují úctyhodné délky až 10m. Další mezník ve vývoji hlavonožců nastává ve spodním devonu, kdy vzniká evolučně úspěšná skupina **amonoidních hlavonožců**, např. rody *Anarcestes*, *Pinacites*, *Manticoceras* a *Clymenia*. Amoniti jsou velmi důležitou skupinou vůdčích fosilií pro biostratigrafii) V devonu se také poprvé objevují sépie (Coleoidea). Důležitou skupinou měkkýšů představují **mlži** (např. rod *Cardiola*, *Panenka*, *Kralovna*, *Grammysia* atd.) a **plži** (např. rody *Euomphalus*, *Platyceras*). V devonu mlži a plži začínají osidlovat i sladkovodní prostředí. K měkkýšům s nejistým systematickým zařazením se člení skupina **tentakulitů**, která má obrovský biostratigrafický ale i horninotvorný význam v devonu (tentakulitové břidlice).

V ordoviku se poprvé objevuje kmen **mechovek** (Bryozoa), jehož zástupci se v ordoviku výrazně podílí na tvorbě vápnných útesů. Důležitou skupinou sesilně bentických organismů jsou **láčkovci** (Coelenterata), především skupina rugózních korálů (např. rody *Cystiphyllum*, *Acanthophyllum*, *Calceola*) a tabulátních korálů (rody *Favosites*, *Halysites* atd.). Koráli společně se skupinou nejistého systematického zařazení, Stromatoporoidea (např. *Amphipora*,

Pro spodní paleozoikum jsou typické fosilie trilobitů, ramenonožců, loděnek, amonitů, graptolitů, stromatopor a korálů

Actinostroma, atd.), vytváří v silurských až svrchnodevonských mořích velmi rozsáhlé vápnité útesy.

Další významnou skupinou jsou **ostnokožci**, zejména sesilně bentické formy (Pelmatozoa). V ordoviku převažují jablovci, objevují se první ježovky (Echinoidea). Od siluru výše začínají převládat lilijice, které mají mnohdy horninotvorný význam a vytváří tzv. krinoidové vápence. Ve svrchním siluru se objevuje významný zástupce planktonních lilijic, rod *Scyphocrinites*, který má rovněž horninotvorný význam.

V devonu vymírají jablovci a plošáci. Skupina **graptolitů** je biostratigraficky nejvýznamnější skupinou spodního paleozoika. Graptoliti jsou drobné, koloniové, převážně planktonní organizmy, které patří systematicky k polostrunatcům (Hemichordata). K primitivnější skupině Dendroidea (např. rod *Dictyonema*) přistupuje v ordoviku i dokonalejší skupina Graptoloidea (např. *Monograptus*, *Spirograptus*, atd.). V ordoviku a siluru prožívají Graptoloidea nebývalý rozmach, avšak ve spodním devonu vymírají.

Graptoliti, konodonti, amoniti a trilobiti jsou výbornými vůdčími fosiliemi

Průvodce studiem

Ve svrchním devonu (na hranici chronostratigrafických stupňů frasn a famen) byl organický svět postižen hromadným vymíráním, které se opakuje slabší silou na hranici devonu a karbonu. Úplně vymírají tentakuliti, silně redukováni jsou trilobiti, bezčelistní, ramenonožci, amoniti a konodonti a dochází ke celosvětové reorganizaci bioty. Příčiny vymírání jsou předmětem názorově protichůdných diskuzí. Pravděpodobnou příčinou je prudké kolísání hladiny světového oceánu spojené se zaledněním v polárních oblastech. Není také vyloučen dopad mimozemského tělesa.

Po svrchnodevonském hromadném vymírání je v **karbonu a permu** obraz bioty odlišný od předcházejícího období. Mezi jednobuněčnými organizmy převládají bentičtí **dírkovci**, především čeleď Fusulinina, kteří však na hranici permu a triasu vymírají. **Trilobiti** jsou dále na ústupu, přežívá pouze řád Proetida. Na hranici perm / trias vymírají úplně. Obrovského významu dosahují suchozemští **členovci**, některé formy dosahují pozoruhodných rozměrů (*Arthropleura*, až 2 m). Vzniká první **křídlatý hmyz** (skupina starokřídleho hmyzu, Paleodictyoptera). Vážky (např. *Meganeura*) dosahují až 75 cm v rozpětí křídel. Ke konci karbonu vzniká skupina novokřídleho hmyzu (Neoptera), která vyvinula další revoluční prvek - skládání křídel.

Z devonu jsou známy první fosilie hmyzu

Diverzita **ramenonožců** klesá, řádem typickým pro karbon i perm je Productida (např. rod *Gigantoproductus* - až 35 cm velký, *Horridonia*, atd.).

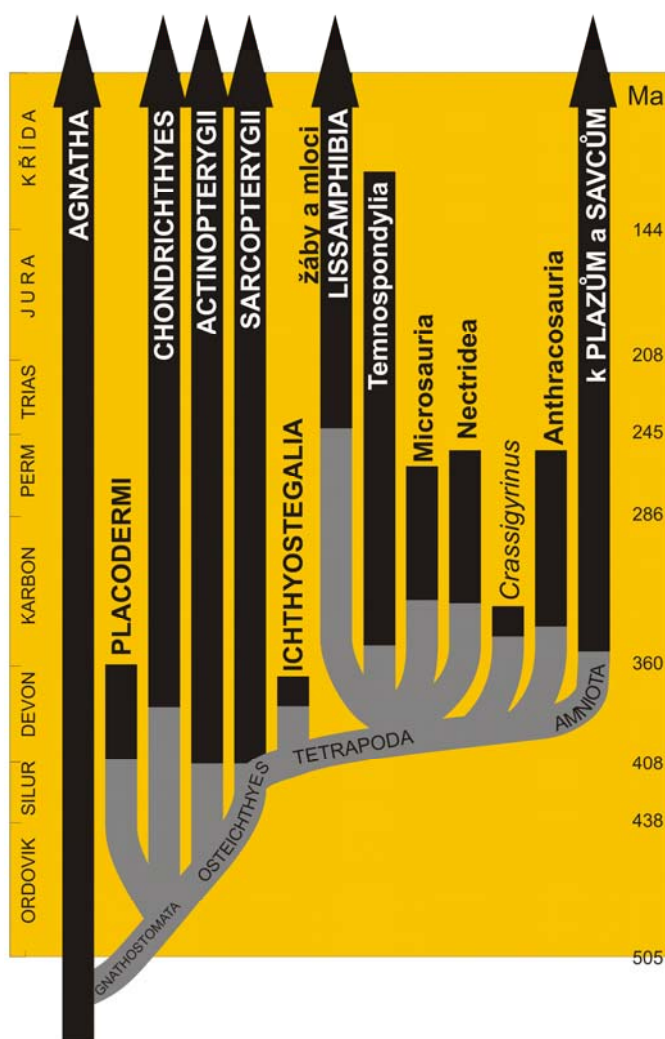
Mezi měkkýši stále dominují **amonoidní hlavonožci** (skupiny Goniatitida, Prolecanitida). Na hranici perm / trias jsou však drasticky redukováni. Z **mlžů** je významný především rod *Posidonia*. Objevuje se skupina plicnatých **gastropodů** (Pulmonata).

V karbonu jsou hojní neútesotvorní **rugózní koráli**, roli útesotvorných organizmů přebírají především v permu **mechovky**, které vytvářejí nepravé útesy. Na hranici perm / trias mizí ze zemského povrchu rugózní i tabulární koráli.

V karbonu a permu stoupá horninotvorný význam **lilijic**, které vytvářejí velké akumulace krinoidových vápenců.

Průvodce studiem

Čelisti představují evolučně velmi progresivní nástroj, který umožňuje účinnou predaci a zvyhodňuje tak pozici svého nositele v potravní pyramidě. Čelisti se vyvinuly z prvních dvou párů žaberních oblouků bezčelistných. První čelistnaté ryby, Placodermi, se vyvinuli ze zástupců Ostracodermi a sdílejí s nimi řadu anatomických znaků. Jejich zuby však byly tvořené pouze kostí a postrádaly tkáň typické pro dokonalejší zuby – dentin a sklovinu.



Obr. 21 Evoluční vztahy mezi rybovitými obratlovci a obojživelníky.

Vývoj obratlovců

První zástupci kmene **strunatců** (Chordata), se objevují již ve středním kambriu. Jako první zástupce strunatců se uvádí druh *Pikaia gracilens* popsáný z lokality Burgess Pass v Kanadě (zástupce tzv. burgeské fauny). Do kambria také spadá úsvit prvních **obratlovců** (Vertebrata), ke kterým se řadí tzv. **konodonti** (Conodontochordata), vymřelá skupina živočichů, kteří byli vybaveni mineralizovaným ústním aparátem, který sloužil k filtraci potravy. Konodonti si po celé paleozoikum udržují obrovský biostratigrafický význam (např. rody *Panderodus*,

První strunatci se objevují již ve středním kambriu.

Palmatolepis, Siphonodella, Gnathodus atd.). Ve svrchním kambriu se již setkáváme též s prvními **bezčelistnými rybami** skupiny Ostracodermi (viz obrázek Obr. 21). Ostracodermi jsou poměrně hojní v mořském i sladkovodním prostředí od ordoviku až do spodního devonu, kdy dosahují maxima své diverzity. Na konci devonu však vymírají. V siluru dochází k revoluční události ve vývoji obratlovců - vzniku čelisti. K prvním skupinám **čelistnatých** obratlovců (Gnathostomata) patří skupiny pancířnaté ryby (Placodermi), trnoploutvé ryby (Acanthodii), paryby (Chondrichthyes) a kostnaté ryby (Osteichthyes). **Pancířnaté** ryby dosahují v devonu obrovitých forem (rod *Dunkleosteus*, až 11 m dlouhý), avšak v karbonu vymírají. **Trnoploutvé ryby** dosahují maxima rozvoje ve spodním devonu, ve svrchním permu ale vymírají. Ze skupiny **paryb** se ve spodním devonu odštěpuje skupina příčnoústých, ke kterým patří první **žraloci** (např. rod *Cladodus*). Evolučně neúspěšnější skupinou se však staly **ryby kostnaté**, které se již ve spodním devonu rozštěpily do tří skupin - **paprskoploutvých** (Actinopterygii), **dvojdyšných** (Dipnoi) a **lalokoploutvých ryb** (Crossopterygii). Ze zástupců paprskoploutvých ryb si můžeme uvést permský rod *Paleoniscus*. Skupina lalokoploutvých ryb je vývojově nesmírně důležitá, neboť v závěru devonu se z ní odštěpují první zástupci labyrintodontních obojživelníků (rod *Ichthyostega*). V karbonu zažívají obojživelníci značný rozkvet, především skupina **krytolebců** (např. *Discosauriscus, Letoverpeton*). Ze specializované větve obojživelníků, skupiny Anthracosauria, se v karbonu odštěpují **první plazi** (viz Obr. 21). Téměř současně vznikají dva řády plazů - **Cotylosauria**, vývojově vedoucí k většině dnešním žijícím plazů, a savcovití plazi - **Pelycosauria** (např. asi 2 m velký, dravý *Dimetrodon*). V permu se od savcovitých plazů odštěpuje skupina **Therapsida** s celou řadou savčích znaků, která vývojově směřují k savcům, objevují se první zástupci vodních plazů - **notosauři** a první **jamkozubí** (Thecodonta) ze skupiny **Archosauria** - předchůdci dinosaurů.

Vznik čelisti je v siluru revoluční událostí ve vývoji obratlovců

Koncem devonu začínají první obojživelníci osidlovat souš

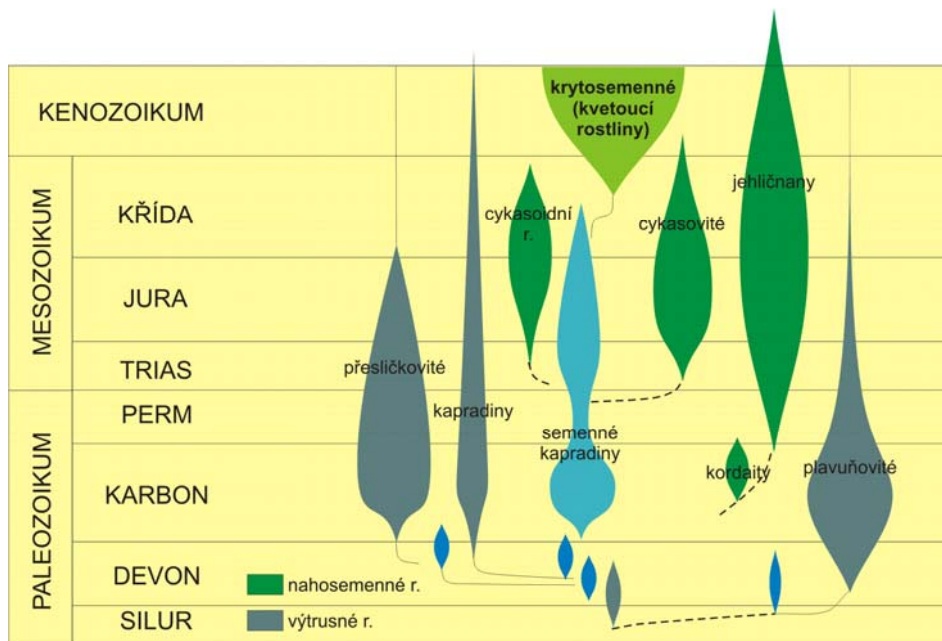
Průvodce studiem

*V závěru paleozoika, na hranici perm / trias byl živočišný svět stížen největším celosvětovým **vymíráním** všech dob. Počet druhů mořských bezobratlých se snižuje asi o 90 až 95 %. Hranici perm / trias nepřežívají tabulární a rugózní koráli, fusulinidní dírkovci a trilobiti. Drasticky redukováni jsou amoniti, mechovky, ostnokožci, ramenonožci. V suchozemském prostředí postihlo vymírání velkou část kotylosaurů, therapsidů a obojživelníků. Vymírání bylo přitom velmi rychlé až katastrofické a zastihlo některé skupiny v maximu svého rozkvětu. Příčinou vymírání patrně byl prudký pokles hladiny světového oceánu, doprovázený úbytkem kyslíku v mořské vodě - **anoxií**. Poklesem hladiny oceánů došlo k prudkému zmenšení plochy kontinentálních šelfů. Důsledkem tohoto jevu byl ekologický stress, ze kterého vyšly vítězně jen nejméně životaschopné skupiny organismů.*

Na konci paleozoika došlo k největšímu vymírání v historii biosféry

2.4.4 Paleozoikum v České republice

Klasickým areálem výskytu spodního paleozoika v Českém masivu je **Barrandien** ve středočeské oblasti s bohatými paleontologickými nálezy kambriické až střednodevonské fauny (trilobiti, ramenonožci, hlavonožci, tentakuliti a koráli). Silurské, devonské a karbonské usazené a vulkanické horniny (vápence, břidlice, droby, slepenice, bazalty) s hojnými paleontologickými nálezy ramenonožců, korálů, stromatoporoideí, trilobitů, mlžů a hlavonožců se nacházejí v **moravskoslezské oblasti** (Moravský kras, Nízký Jeseník, Dražanská vrchovina). Svrchní karbon je v Českém masivu zastoupen mělkomořskými a kontinentálními klastickými sedimenty s hojnými uhelnými sloji obrovského ekonomického významu (**Hornoslezská pánev, Středočeské pánve, Boskovická brázda**, atd.). Perm je zastoupen kontinentálními faciemi klastických sedimentů a výlevy bazaltů (Podkrkonošská pánev, Dolnoslezská pánev, Boskovická brázda)



Obr. 22 Evoluční vztahy a časový výskyt hlavních skupin vyšších rostlin ve fanerozoiku.

Shrnutí

V paleozoiku dochází k dvěma významným orogenezím, kaledonské a variské, které vedly ke vzniku superkontinentu Pangea.

Paleozoické klima je teplé, ale koncem ordoviku a v karbonu dochází k ochlazení a kontinentálnímu zalednění Gondwany.

Hladina světového oceánu na začátku paleozoika stoupá, kulminuje ve svrchním ordoviku a poté opět klesá.

V kambriu se objevují téměř všechny známé kmeny bezobratlých i obratlovců.

Výtrusné rostliny osidlují v siluru souš, v karbonu jsou již hojné pralesy a objevují se první nahosemenné rostliny.

V siluru se objevují první obratlovci s čelistmi (pancířnaté ryby, Placodermi).

V devonu obojživelníci osidlují souš, v karbonu se vyvinuli první plazi.

Ve svrchním devonu a na hranici paleozoika a mesozoika dochází k hromadnému vymírání.

Barrandien v Českém masívu je klasickou lokalitou paleozoika světového významu.

Pojmy k zapamatování

- Gondwana
- Pangea
- kaledonská orogeneze
- variská orogeneze
- skleníkové klima
- chladničkové klima
- thalasyfytikum, paleofytikum, mesofytikum
- kambrická exploze života
- paleozoičtí bezobratlí: trilobiti, ramenonožci, graptoliti, amoniti, stromatopory
- paleozoičtí obratlovci: Ostracodermi, Placodermi, Osteichthyes, krytolepci, Therapsida
- hromadné vymírání

Kontrolní otázky

39. Které kontinenty a oceány se účastnily kaledonské orogeneze?
40. Jaký je rozdíl mezi Laurentií a Laurussií?
41. Kdy dochází v paleozoiku k zalednění?
42. Kdy dochází v paleozoiku k masovému vymírání?
43. Jak vznikly čelisti?
44. Co je to tomot?
45. Které skupiny živých organismů začínají v paleozoiku osidlovat souš a kdy?
46. Jmenujte skupiny paleozoických bezratlých, které se využívají jako vůdčí zkameněliny.
47. Ze které skupiny kostnatých ryb se vyvinuli obojživelníci?
48. Jak se jmenují první zástupci nahosemenných rostlin?

Cvičení

12. Vulkanická činnost je projevem odplyňování zemského pláště. Dojde při dlouhodobě zvýšené vulkanické činnosti k ochlazení nebo k oteplení klimatu, a proč?
13. Jak souvisí vznik mineralizovaných schránek živočichů s vývojem atmosféry a hydrosféry?
14. Vysvětlete, proč jsou amoniti a graptoliti výbornými vůdčími zkamenělinami pro biostratigrafii.

Úkoly k textu

7. Pokuste se seřadit hlavní skupiny paleozoických obratlovců od nejprimitivnějších k nejdokonalejším a od nejstarších k nejmladším. Okomentujte důležité evoluční vztahy mezi jednotlivými skupinami.

Řešení

12. Při vulkanismu se do atmosféry uvolňuje řada plynů včetně CO₂, což je důležitý „skleníkový“ plyn. Zvyšováním obsahu oxidu uhličitého se zvyšuje skleníkový efekt a dochází ke globálnímu oteplení.
13. Hladina kyslíku v proterozoické a paleozoické atmosféře plynule stoupala. Dokud hladina kyslíku v atmosféře nedosáhla určité kritické hodnoty, byl všechn kyslík organismy zužitkován k dýchání a zajištění metabolismu měkkých tkání. Teprve po zvýšení nad tuto hladinu začaly organismy přebytečný kyslík využívat k biomineralizaci.
14. Amoniti jsou nektonními a graptoliti planktonními organismy, které si vytváří mineralizovanou schránku. Jsou tedy kosmopolitní a dobře se zachovávají ve fosilním záznamu.

2.5 Mesozoikum

Studijní cíle: V této kapitole se čtenář seznámí s hlavními procesy, které probíhaly v zemské kůře, atmosféře, hydrosféře a biosféře v mesozoiku, tzn. v období před 65 až 245 milióny let.

Klíčová slova: Gondwana, Laurasie, Pangea, alpínská orogeneze, Tethys, kulminace hladiny oceánu, kenofytikum, amoniti, dinosauři, savci, ptáci, hromadné vymírání

Potřebný čas: 4 hodiny.

Mesozoikum (druhoory), druhý z eratemů fanerozoika, začíná před 245 Ma a končí na hranici s kenozoikem před 65 Ma. Mesozoikum se skládá z tří útvarů: **triasu**, **jury** a **křídý**. Trias se člení na tři oddělení, spodní, střední a svrchní, jura na oddělení spodní (lias), střední (dogger) a svrchní (malm). Křída je rozdělena na spodní a svrchní oddělení (viz obrázek Obr. 17).

Mesozoikum se člení na tři útvary, trias, juru a křídu

Průvodce studiem

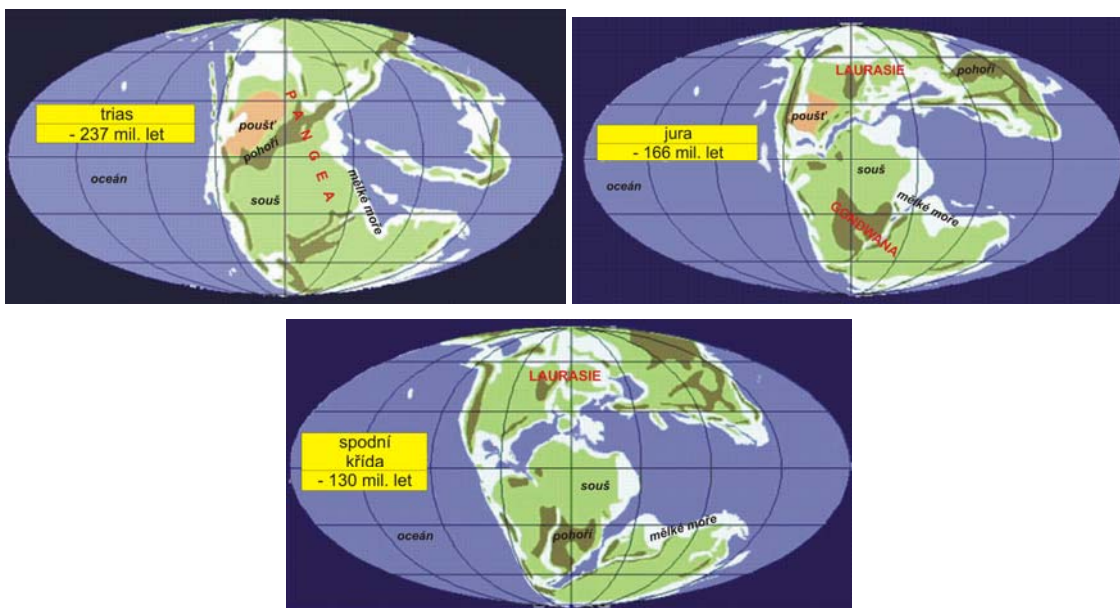
*Triasový útvar vyčlenil v roce 1934 němec August von Alberti. Název trias (česky trojice) je odvozen z trojčlenného dělení v Německu, kde se tento útvar skládá ze tří litologicky odlišných oddělení. Název **jurského útvaru** je odvozen od pohoří Jura, které leží v předpolí Alp ve Švýcarsku a Francii. Pojmenování zavedl již na konci 18. století vynikající německý přírodovědec Alexandr von Humboldt. Název útvaru **křída** zavedl Belgičan Omalius d' Halloy v době, kdy se stratigrafické celky pojmenovávaly podle typické horniny. V tomto případě je to psací křída, která se vyskytuje v platformním vývoji Evropy v nejvyšší části útvaru.*

2.5.1 Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů

Eratem mesozoika se z hlediska geotektonického vývoje kryje s postupným rozpadem superkontinentu Pangey a vznikem dílčích kontinentů, jaké známe dnes (Eurasie, Severní Amerika, Jižní Amerika, Afrika, Antarktida a Austrálie). Z hlediska biotické evoluce je mesozoikum eratemem ostře ohraničeným dvěma velkými vymíráními - na počátku mesozoika (perm / trias) a na jeho konci (křída / terciér).

V **triasu** probíhá závěrečná etapa uzavírání uralského oceánu, avšak na rozhraní bývalé Laurussie a Gondwany se již začíná otevírat nový oceán - **Tethys**, který začíná rozdělovat doposud celistvou Pangeu na dva velké kontinenty – severní **Laurasii** a jižní **Gondwanu**. Oba kontinenty se však začínají rozpadat ještě před tím, než jsou od sebe úplně odděleny. Trias je tektonicky i klimaticky poměrně stabilním obdobím (viz obrázek Obr. 23).

Oceán Tethys rozdělil Pangeu na severní Laurasii a jižní Gondwanu



Obr. 23 Pozice kontinentů a oceánů v triasu, juře a křídě.

Jura je obdobím intenzivní tektonické aktivity. Od severu se začíná otevírat **Atlantický oceán**, čímž je zahájen rozpad Laurasie a začíná se oddělovat **Eurasie** od **Severní Ameriky**. Karbonátové lavice na okrajích oceánu Tethys, se rozpadají a mělkovodní sedimentace je nahrazena hlubokovodní pelagickou sedimentací. V juře je přes budoucí Mexický záliv navázáno mělkomořské spojení mezi Pacifickým a Tethydním oceánem, což se projevilo ve složení bentické fauny. V oblasti dnešního Mosambického zálivu se začíná otevírat **Indický oceán**, čímž je zahájen rozpad Gondwany. Během triasu a jury dochází k odštěpování menších kontinentálních fragmentů od severního okraje Afriky (např. mikrokontinent **Apulie**) a nastávají první kolizní události alpínské orogeneze (viz obrázek Obr. 23).

Také **křída** je obdobím silné tektonické aktivity, při které vrcholí proces rozpadu Laurasie i Gondwany. Na počátku křída se začíná otevírat **jižní Atlantický oceán**, čímž se oddělují kontinentální bloky Afriky a Jižní Ameriky. Spojení se střední větví Atlantiku nastává ve svrchní křídě, kdy je Jižní Amerika již zcela oddělena od Afriky a mělkým mořem v oblasti dnešní Panamské šije je přerušeno její suchozemské spojení se Severní Amerikou. Atlantický oceán se rozšiřuje i směrem k severu, avšak Eurasie a Severní Amerika si ponechávají mělkomořské spojení až do terciéru. Během křída se úplně otevírá Indický oceán a kontinentální fragment **Přední Indie** se zcela odděluje od Gondwany a cestuje napříč Tethydu směrem k Eurasii. Od Afriky se odděluje **Antarktida s Austrálií**, které však zůstávají navzájem spojeny až do terciéru. V tethydní oblasti se zesiluje tektonická aktivita a probíhají další kolizní události alpínské orogeneze (viz obrázek Obr. 23).

Alpínská orogeneze

Alpínská orogeneze je souborem tektonických událostí, které souvisejí s otevřením a postupně uzavíráním oceánu **Tethys** mezi kontinenty Laurasie a Gondwana v období od křída až do současnosti. V evropském prostoru odpovídá alpínská orogeneze sérii kolizí **mikrokontinentů** odštěpených od severního okraje Afriky s evropským okrajem Laurasie. Ve středozevní oblasti můžeme vyčlenit šest desk s řadou kolizních zón, jejichž složitými pohyby a kolizemi docházelo k vrásnění jednotlivých alpínských pohoří. Od západu k východu tvoří tyto desky blok iberský, alboranský, kabylský, korsicko-sardinský, apulský, rodopský a anatolský. Na utváření **evropských Alp** měly rozhodující vliv pohyby apulské desky. Tato deska byla původně součástí severoevropského a afrického kontinentu. V juře se **apulská deska** odděluje jako samostatný mikrokontinent a mezi ní a severoevropskou částí Laurasie vzniká **penninský oceán**. Ve svrchní křídě a v terciéru apulská deska zpětně koliduje s Laurasií, sedimentační prostor mezi oběma deskami se 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 směrem na Laurasii, menší část potom na jih. Rozhraní mezi těmito dvěma vergencemi tvoří významná tektonická linie, alpsko-dinarská jizva.

2.5.2 Vývoj klimatu

Na počátku triasu dochází k mořské transgresi a rozsáhlé oblasti kontinentů jsou postupně zalaty mělkým mořem, geokratické období končí. Klima je teplé, suché, s malými teplotními gradienty mezi rovníkem a póly. Na okraji Tethydy vznikají široké mělkomořské šelfy s karbonátovou sedimentací (karbonátové lavice). Jurské a křídové klima je teplé, humidní, typicky skleníkové, s malými teplotními rozdíly mezi rovníkem a póly, póly nejsou pokryty ledovými čepičkami. Průměrná roční teplota v křídě v polárních oblastech (Antarktida) se odhaduje na 14° C a teplotní gradient mezi póly a rovníkem patrně nepřekračoval 22 °C (asi 2 x méně než dnes !). Teplotní vyrovnání oceánských vod způsobilo zpomalení oceánského proudění, stagnaci vody a snížení obsahu rozpuštěného O₂ v mořské vodě. Následkem toho jsou v křídě velmi časté **anoxické sedimenty** (černé břidlice). Na konci křída dochází k ochlazení. V křídě kulminuje hladina světového oceánu (viz obrázek Obr. 24), ve svrchní křídě je výška jeho hladiny o několik set metrů výš než dnes. Rozsáhlé areály kontinentů jsou zalaty mělkým mořem ve kterém se ukládá pro toto období typický sediment - **psací křída**.

V mesozoiku se začínají vyvíjet dnes známé oceány a kontinenty

Kolizí mezi Evropou a apulským mikrokontinentem vznikají evropské Alpy

Po celé mesozoikum je klima velmi teplé

Průvodce studiem

V křídě kulminuje hladina světového oceánu již podruhé ve fanerozoiku a dosahuje několik set metrů nad dnešní úroveň. K první podobné kulminaci došlo v ordoviku. V obou případech je hlavní příčinou předchozí rozpad superkontinentu, v ordoviku rozpad Rodinie, v křídě rozpad Pangey. Při rozpadu superkontinentů vznikají nové oceány a v jejich centru středoocéánské hřbety. Hřbety dosahují výšek několik km nad okolní oceánské dno a vyplňují tak velký objem oceánských pánví, který by jinak zaujímal voda. Objem vody ekvivalentní nově vzniklým hřbetům se přelévá přes kontinenty a hladina světového oceánu stoupá. Pro kulminace hladiny je typické určité opoždění od vlastního rozpadu superkontinentu.

2.5.3 Vývoj života

Vývoj rostlinstva

Nižší rostliny prožívají v mesozoiku bouřlivý vývoj a četné skupiny bentických i planktonních mořských řas s vápnitými schránkami mají horninotvorný význam. V triasu jsou to bentické, mělkovodní zelené řasy čeledi Dasycladaceae, které jsou spolu s čeledí Codiaceae významné i v křídě. Z červených řas mají horninotvorný význam především **korallinní řasy** (Corallinaceae), které již od křídě vytváří s šestičetnými korály symbiotické útesové systémy přežívající až do dneška.

Z planktonních skupin rostlinné říše jsou v křídě významná **akritarcha** a především zástupci zlatožlutých řas - **kokolity** (Coccolithophorida). Kokolity vytváří mocné akumulace pelagických sedimentů na šelfech (psací křída) i na dně oceánů (recentní vápnitá bahna) a mají obrovský význam pro biostratigrafii křídě a pozdějších období. V juře se objevují též první centrické **rozsivky** (Diatomaceae) s křemitým skeletem, které se akumulují v podobě křemeliny nebo křemitých bahen.

Po převážnou část mesozoika (mesofytikum) dominují v suchozemské flóře vyšších rostlin **nahosemenné rostliny**. V triasu a juře to jsou hlavně **jehličnaté** (např. *Voltzia*), **cykasovité** (např. *Pterophyllum*, *Nilssonia*) a **ginkgovité** rostliny (např. *Baiera*). Poslední dvě skupiny jsou již od spodní křídě na ústupu. V triasu jsou ještě hojní zástupci paleozoické flóry - kaprad'orosty, přesličky a plavuně.

Ve svrchní juře se pravděpodobně objevují první zástupci významné skupiny vyšších rostlin - **krytosemenných** (Angiospermeae), avšak přímé doklady o jejich existenci pocházejí až ze spodní křídě. Ve svrchní křídě dochází k rychlé diverzifikaci a rozšíření krytosemenných rostlin, končí období mesofytika a nastává **kenofytikum**. Mezi nejdůležitější křídové zástupce krytosemenných patří rody *Magnolia*, *Laurus*, *Platanus*, *Ficus*, *Myrtophyllum* aj.

Vývoj jednobuněčných a bezobratlých živočichů

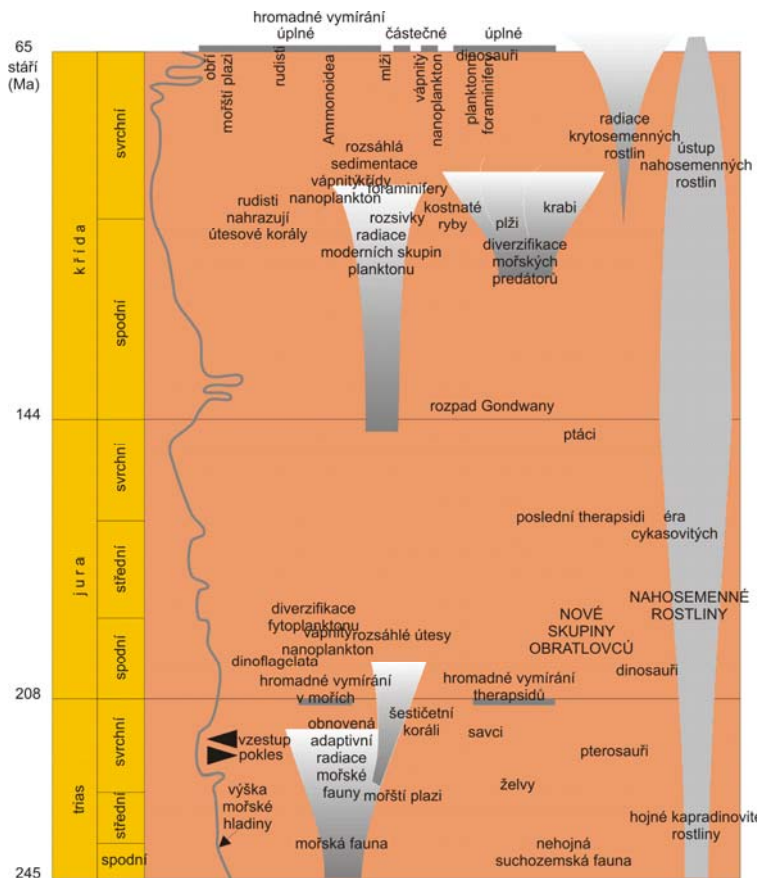
Mezi jednobuněčnými organizmy jsou v mesozoiku významní **dírkovci**, kteří jsou v triasu ještě omezeni na bentický způsob života. V juře se objevují první **planktonní dírkovci**, kteří dosahují maxima diverzity v křídě (např. *Globotruncana*, *Globigerina*) a mají obrovský biostratigrafický význam. Značného horninotvorného a biostratigrafického významu dosahují také **mřížovci** (Radiolaria), především skupina Spumellaria. Z dalších jednobuněčných jsou významní **nálevníci** (Infusoria). Ve svrchní juře a spodní křídě to jsou především horninotvorné **kalpionely** (např. rod *Calpionella*).

Následkem vymírání na hranici perm / trias dochází k reorganizaci mořských bentických společenstev bezobratlých. Na ústupu jsou ramenonožci a jejich roli přebírají v mesozoiku a kenozoiku mlži. Mesozoikum je charakteristické rozvojem **živočišných hub** (Porifera). Akumulací jehlic hub vznikají specifické horniny - spongolity.

V mesozoiku vzniká mořský fytoplankton v dnešním slova smyslu

V křídě se objevují první krytosemenné rostliny – nastává období kenofytika

V triasu se objevuje skupina **šestičetných korálů** (Scleractinia). V juře osidlují šestičetní koráli mělkovodní niky a v symbióze s fotosyntetizujícími řasami vytváří důležitou útesotvornou asociaci.



Obr. 24 Hlavní události v geosféře, atmosféře, hydrosféře a biosféře mesozoika.

Mesozoičtí členovci jsou zastoupeni převážně **řakovci** (např. rod *Protocallianasa*) a **skořepatci** (Ostracoda). V návaznosti na vznik krytosemenných rostlin se objevují nové skupiny **hmyzu** (včely, komáři, mravenci).

Nejdůležitější skupinou mořských bezobratlých jsou v mesozoiku bezesporu **měkkýši**. **Mlži** zaujmají vřídčí postavení mezi bentickou mělkovodní faunou a mají též biostratigrafický význam. V triasu to jsou např. rody *Myophoria* a *Claraia*. V juře jsou mlži hojní i v hlubokovodním prostředí, kde vytváří horninotvorné akumulace (rody *Halobia*, *Posidonia*). V křídě patří mezi nejvýznamnější rody *Ostrea*, *Exogyra*, *Trigonia*, *Inoceramus* aj. Morfologicky zvláštní skupinou mlžů jsou **rudisti** (Pachyodonta), kteří v křídě přebírají roli útesotvorných organismů a po omezenou dobu zatlačují šestičetné korály (např. rody *Diceras*, *Hippurites*). V mesozoiku roste také význam **plžů**. V křídě se objevuje dnes nejrozšířenější skupina plžů Neogastropoda.

Maxima svého rozvoje však v mesozoiku dosahují **hlavonožci**, kteří mají především význam v **biostratigrafii**. V triasu došlo k obrovské radiaci **amonoidních hlavonožců** s ceratitovým typem švu (předpokládá se, že vymírání na hranici perm / trias přežily pouze 2 druhy amonitů ze skupiny Prolecanitida, ze kterých se postupem času vyvinulo více než 3000 triasových druhů. Z nejdůležitějších triasových rodů to jsou např. *Tirolites*, *Ceratites* a *Trachyceras*. Na začátku jury se objevují amonoidní hlavonožci s amonitovým typem švu (**Ammonitida**, např. rody *Harpoceras*, *Parkinsonia*, *Peltoceras*). V křídě se objevují gigantické formy amonitů (např. *Parapachydiscus*, *Lewesiceras*) a heteromorfní formy, u nichž dochází k rozvinutí schránky (*Scaphites*, *Turrilites* aj.). Na hranici křída / terciér amonoidní hlavonožci vymírají. Důležitou skupinou hlavonožců jsou v mesozoiku **belemniti**.

Roli útesotvorných organismů přebírají v křídě mlži – skupina rudisti

Amoniti jsou nejdůležitější biostratigrafickou skupinou mesozoika

Mechovky jsou po vymírání na hranici perm / trias značně redukovány, v juře však prožívají diverzifikaci a na konci jury se objevuje dnes nejrozšířenější skupina mechovek - Cheilostomata.

Ramenonožci ztrácejí mezi benthickou mořskou faunou dominantní postavení, které zaujímali v paleozoiku. V triasu jsou ještě relativně hojní, na konci triasu jsou však postiženi silným vymíráním (mizí skupiny Spiriferida a Strophomenida) a od jury do recentu jsou na stálém ústupu.

Z **ostnokožců** jsou v mesozoiku významné dvě skupiny - **lilijice**, které mají horninotvorný význam (krinoidové vápence) a **ježovky**. Objevují se planktonní formy lilijic (rod *Encrinus*). V křídě již lilijice ustupují.

Vývoj obratlovců

V triasu jsou ještě hojní **konodonti**, kteří mají značný biostratigrafický význam, avšak tato skupina na konci triasu definitivně mizí z povrchu zemského.

V triasu vymírají konodonti

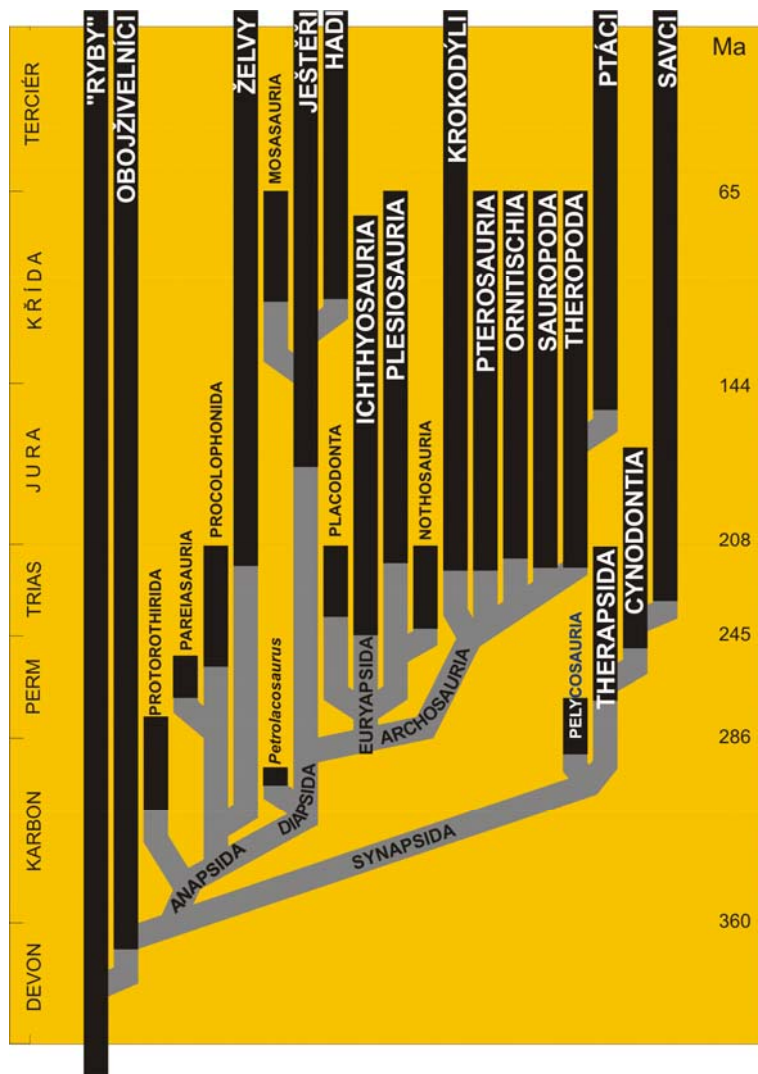
Z kostnatých ryb je neúspěšnější skupina **ryb paprskoploutvých**. Zatímco v triasu dominují **mnohokosté ryby** (Holostei), v juře nastává bouřlivý rozvoj **celokostných ryb** (Teleostei), které se stávají nejrozšířenější skupinou mezi rybovitými obratlovci. Důležitou skupinou jsou také **příčnoústí** (Chondrichthyes), objevují se žraloci a rejnoci moderního typu (skupina Neoselachii). V triasu jsou ještě relativně hojné **dvojdyšné** a **lalokoploutvé ryby**. Od konce triasu jsou však již na ústupu a dnes patří k tzv. živým fosiliím (např. rod *Latimeria*).

V triasu jsou na ústupu také **obojživelníci** skupiny Temnospondyli (např. *Mastodonsaurus* dosahující velikosti krokodýla) a objevují se primitivní **žáby** s některými znaky labyrinthodontních obojživelníků (např. rod *Triadobatrachus*), v juře již existují pravé žáby a objevují se první ocasatí obojživelníci (Caudata).

Mezi suchozemskými mesozoickými obratlovci dominují **plazi**, kteří se dokázali adaptovat také na vodní prostředí a ovládli i let. V triasu vznikají dvě skupiny plazů, kteří se adaptovali na vodní prostředí - **Euryapsida** a **Ichthyopterygia** (ryboještěři). Mezi nejvýznamnější euryapsidní plazy patří **plesiosaři** s dlouhým hadovitým krkem a končetinami přeměněnými v pádlovité ploutve (např. *Plesiosaurus*). Další důležitou skupinou euryapsidních plazů jsou **plakodonti**, žijící obojživelným způsobem (např. *Placodon*). Ryboještěři vnějším tvarem těla konvergují k rybám (např. rod *Stenopterygius*). Euryapsidi i ryboještěři vymírají na hranici křída / terciér. V triasu dochází k velkému rozvoji **lepidosaurů**, kteří představovali výchozí skupinu pro vznik dnešních skupin plazů - šupinatých a haterií. V křídě se objevují první **hadí**.

Průvodce studiem

Vynikající doklady o životě jurských mořských obratlovců pochází ze světoznámých nalezišť fosilií v bavorských městech Holzmaden a Solnhofen. Byly zde nalezeny až několik metrů velké fosilizované kompletní kostry ryboještěřů, euryapsidů, ryb, paryb a bezobratlých, často včetně otisků jejich měkkých tkání. Fosílie jsou vystaveny v muzeích, která se nacházejí v obou městech. Dokonalá fosilizace solnhofenských zkameněli je dána příznivým složením a strukturou hornin – velmi jemnozrnných litografických vápenců. Solnhofenské naleziště je navíc proslaveno nálezy dvanácti koster Archeopteryxe – jednoho ze spojovacích evolučních článků mezi dinosaury a ptáky.



Obr. 25 Evoluční vztahy mezi plazy, ptáky a savci.

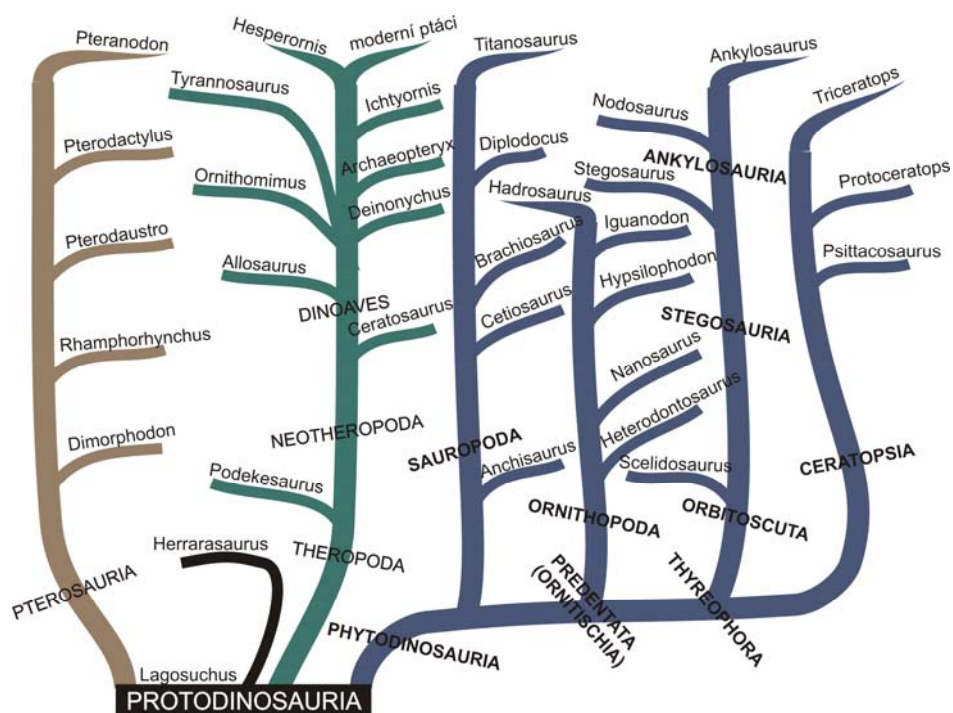
Největšího rozkvětu dosahuje skupina **Archosauria** (viz Obr. 25), kam řadíme krokodýly, kteří se poprvé objevují v triasu. Krokodýli se adaptují převážně na mořské prostředí, některé křídové formy dosahují obrovských rozměrů (rod *Phobosuchus* dosahuje délky až 15 m). Ke skupině archosauria se systematicky člení i **dinosauři**. Dinosauři se vyvinuli v triasu ze skupiny **Thecodontia** (jamkozubí plazi). Dinosauři se dělí na dvě hlavní skupiny:

- ptakopánevní dinosaury (Ornithischia)
- plazopánevní dinosaury (Saurischia)

K plazopánevním dinosaurům patří dravé formy skupiny **Theropoda** (např. *Eoraptor*, *Deinonychus* či gigantické formy jako *Ceratosaurus*, *Allosaurus* a *Tyrannosaurus*) a býložraví **sauropodi**. K sauropodním dinosaurům patří největší suchozemští obratlovci, kteří se kdy objevili na povrchu Země (*Diplodocus*, *Apatosaurus* - dříve nesprávně označovaný jako *Brontosaurus*, *Brachiosaurus*, *Seismosaurus* dlouhý až 50 m, *Ultrasaurus* o hmotnosti až 130 tun, aj.) (viz obrázek Obr. 26).

K nejvýznamnějším zástupcům ptakopánevních dinosaurů náleží býložraví **rohatí dinosauři (Ceratopsia)** (např. *Triceratops*), **ornitopodi** (např. *Iguanodon*) a **stegosauři (Stegosaurus)**. Na hranici křída / terciér dinosauři vymírají (viz obrázek Obr. 26).

V suchozemském prostředí panují dinosauři



Obr. 26 Systematické členění dinosaurů.

Ptakoještěři (Pterosauria) se objevují ve svrchním triasu a vymírají na hranici křída / terciér. K nejdůležitějším zástupcům (viz obrázek Obr. 26) patří *Pterodactylus*, *Pteranodon* a *Quetzalcoatlus*, který v rozpětí křídel dosahoval neuvěřitelných 18 m.

Plazi ovládají i prostředí vodní a vzdušné

Ze skupiny Theropoda se v juře odštěpují první předchůdci **ptáků** (*Archaeopteryx*, řazený ještě k theropodním dinosaurům, viz obrázek Obr. 26). Na hranici jury a křídly se již setkáváme s prvními pravými ptáky (např. *Confuciusornis*, *Ichthyornis*, *Hesperornis*).

Ve středním triasu se od skupiny **Therapsida** odštěpují první prvorodí a především **živorodí savci** (Symmetrodonta). V juře vzniká skupina Pantotheria, ze které se ve svrchní křídě odštěpují **vačnatci** (Marsupialia) a **placentální savci** (Placentalia). V křídě k nim patří především drobní **hmyzožravci** (Insectivora). Savci si po celé mesozoikum zachovávají drobný vzrůst a teprve po vymření dinosaurů, v terciéru, prožívají výraznou radiaci.

Z triasu jsou známi první savci – vyvinuli se z therapsidů

Průvodce studiem

Je otázkou proč savci, kteří se objevují zhruba ve stejném období jako dinosauri, tj. ve středním triasu, zůstávají celé druhohory pouze velmi vzácně zastoupeni. Patrně to souviselo s rozvojem dinosaurů, kteří spolu s tekodonty ovládli rychleji odpovídající ekologické niky a vytlačili 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 křídly až do počátku terciéru.

Hromadné vymírání na konci mesozoika

Na hranici křídly a terciéru je biota stížena velkým **vymíráním**. Úplně vymírají stromatoporoidea, rudisti, amonoidní hlavonožci, euryapsidní plazi, ichthyosauři, dinosauri a ptakoještěři. Drtivě redukovány jsou kokolitky, planktonní dírkovci, radiolárie a belemniti. Vymírá také mnoho taxonů krytosemenných rostlin. Odhaduje se, že při tomto vymírání mizí z povrchu Země asi 50 % všech druhů. Mezi názory na příčinu vymírání dnes převládá myšlenka

Jednou z příčin vymírání na konci mesozoika je dopad asteroidu do mexického zálivu

dopadu mimozemského tělesa, který způsobil krátkodobější klimatické změny, které postihly většinu suchozemských a mořských biotopů. Tento názor byl podpořen nálezem impaktního (dopadového) kráteru Chicxulub o průměru asi 120 km v hraničním horizontu křídly a terciéru na poloostrově Yucatan. Je však jisté, že případný dopad kosmického tělesa jen „dorazil“ v té době již vymíráním značně postižené skupiny (např. amoniti, dinosauři)

2.5.4 Mesozoikum v Českém masívu

Český masiv byl v triasu součástí tzv. epivariské platformy a nebyl zalit mořem. Kontinentální sedimenty spodního triasu v **Dolnoslezské pánvi** představují jediné dochované triasové horniny Českého masívu. Jurské horniny jsou již častější. Mořské sedimenty (převážně vápence) se vyskytují v okolí Brna, v Moravském krasu a v okolí Krásné Lípy v severních Čechách. Svrchnokřídové sedimenty (pískovce, opuky, spongolity) tvoří výplň **České křídové pánve** a třeboňské a českobudějovické pánve a pokrývají značnou plochu Českého masívu. Jurské a křídové horniny (vápence, jílovce, pískovce, slepence, vulkanity) jsou relativně hojné také v pásmu vnějších Západních Karpat na východní Moravě.

Shrnutí

V mesozoiku se rozpadá Pangea a vznikají současné kontinenty.

Otevřením a postupným uzavíráním oceánu Tethys dochází k alpínské orogenezi.

Mesozoické klima je velmi teplé

V bentické mořské fauně dominují mlži.

Vznikají nové skupiny planktonu: foraminifery, kokolitky a rozsivky.

Biostratigraficky nejvýznamnější skupinu jsou v mesozoiku amoniti.

Dinosauři se vyvíjejí v triasu z jamkozubých plazů a ovládají suchozemské prostředí.

Objevují se první savci (v triasu) a první ptáci (koncem jury).

Ve svrchní křídě se objevují krytosemné rostliny a nastává období kenofytika.

Na konci druhohor vymírají amoniti, rudisti, dinosauři, ptakoještěři a řada dalších skupin.

Jednou z příčin je dopad mimozemského tělesa.

Pojmy k zapamatování

- Gondwana
- Laurasie
- Tethys
- Apulie
- alpínská orogeneze
- nahosemné a krytosemné rostliny
- kenofytikum
- fytoplankton
- mesozoičtí bezobratlí: amoniti, rudisti, šestičetní koráli
- mesozoičtí obratlovci: žaby, dinosauři, ptakoještěři, plesiosauři, ichthyosauři, savci, ptáci
- hromadné vymírání
- Česká křídová pánev

Kontrolní otázky

49. Které kontinenty vznikají v mesozoiku?

50. Kolizí kterých kontinentů vznikají evropské Alpy?

51. Kdy dochází v mesozoiku k masovému vymírání?

52. Jmenujte skupiny, které v mesozoiku vytvářejí vápnité útesy.
53. Na které dvě základní skupiny se dělí dinosauři?
54. Ze které skupiny obratlovců vznikají ptáci?
55. Ze které skupiny obratlovců vznikají savci?
56. Jmenujte skupiny mesozoických organismů, které se využívají jako vůdčí zkameněliny.
57. Ze kterého období známe první žáby?
58. Které tři hlavní skupiny nahosemenných rostlin znáte z mesozoika?

Cvičení

15. Souvisí kulminace světového oceánu v křídě nějakým způsobem s deskovou tektonikou?
16. Jmenujte skupiny dnešních obratlovců, které stojí evolučně a systematicky nejbližší dinosaurům.

Úkoly k textu

8. V mesozoiku se vyskytují obratlovci tří skupin, Thecodontia, Therapsida a Theropoda. Zařaďte každou skupinu do systematicky vyšších skupin a uveďte jejich význam pro evoluci.

Řešení

15. Ano, hladina oceánu kulminuje, protože objem oceánských pánví zaujímá po rozpadu Pangei celá řada nově vzniklých středooceánských hřbetů.
16. Krokodýli, kteří se s dinosaurů řadí do stejné systematicky vyšší skupiny Archosauria, a ptáci, kteří se vyvinuli z teropodních dinosaurů.

2.6 Kenozoikum

Studijní cíle: Po prostudování této kapitoly bude čtenář ovládat hlavní procesy, které probíhaly v zemské kůře, atmosféře, hydrosféře a biosféře v kenozoiku, tzn. v období mladším než 65 miliónů let.

Klíčová slova: alpínská orogeneze, Tethys, Paratethys, Himálaj, glaciály, interglaciály, dírkovci, mlži, ježovky, ptáci, savci, chobotnatci, hominidi, člověk.

Potřebný čas: 3 hodiny.

Poslední eratem fanerozoika, kenozoikum, začíná před 65 mil. lety. Kenozoikum se dělí na dva útvary - **terciér** (třetihory) a **kvartér** (čtvrtohory), přičemž terciér se dále dělí na dva další samostatné útvary - **paleogén** a **neogén**. Terciér a kvartér jsou natolik odlišné jednotky, že byly v minulosti označovány jako samostatné eratemy. Jejich hranice leží v časové úrovni 1,8 Ma. Paleogén se rozděluje na tři oddělení - **paleocén**, **eocén** a **oligocén**. Neogén se rozděluje na oddělení **miocén** a **pliocén**. Kvartér se rozděluje na oddělení **pleistocén** a **holocén** (viz Obr. 17).

Kenozoikum se dělí na útvary terciér a kvartér – dříve samostatné eratemy.

Průvodce studiem

Jako **terciér** „Montes tertiarii“ označil Arduin v r. 1760 útvar sypaných, nezpevněných sedimentů v podhůří italských Alp. Název **kvartér** pochází z členění francouzského geologa J. Desnoyerse z roku 1829, který po priméru, sekundéru a terciéru označil nejmladší období zemské historie jako kvartér.

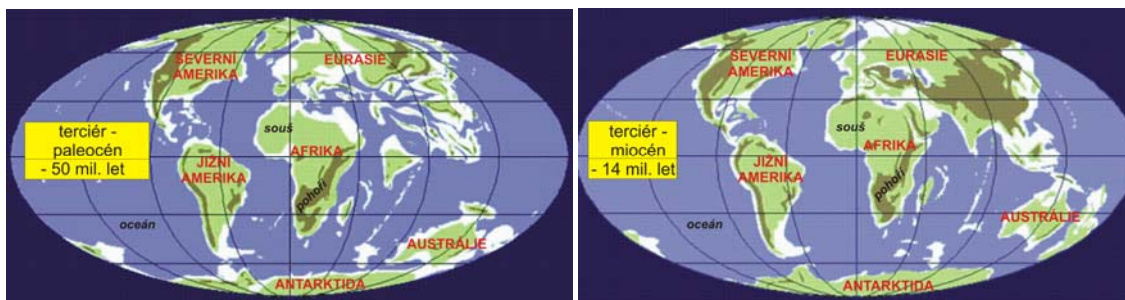
2.6.1 Vývoj zemské kůry a vnějších zemských obalů

V terciéru pokračuje **rozpad Laurasie** a **Gondwany** na dílčí kontinentální fragmenty (viz obrázek Obr. 27). V paleocénu pokračuje rozevírání severní větve **Atlantického oceánu**. Rifting a rozpínání oceánského dna probíhají nejprve mezi Kanadou a Grónskem. Ve středním eocénu zde rozpínání uhasíná a přesouvá se do oblasti mezi Grónskem a severní Evropou. Teprve v eocénu je severní Atlantik úplně otevřen a dochází k jeho hlubokovodnímu propojení se **Severním ledovým oceánem**. V eocénu se **Austrálie** odtrhuje od **Antarktidy** a pohybuje se směrem k rovníku, zatímco Antarktida zaujímá pozici v jižní polární oblasti. Na konci paleogénu začíná probíhat rifting v oblasti **Rudého moře**, které v neogénu dosahuje stadia mladého oceánu. V neogénu také vzniká **východoafrický rift**. V paleogénu se uprostřed Eurasie rozléhá **turgajské moře**, které odděluje evropskou a asijskou část Eurasie.

V nejvyšším neogénu (stupeň messin) se uzavírá vodní spojení mezi Atlantickým oceánem a Středozezemním mořem přes Gibraltarskou úžinu. Následkem toho se vodní masa Středozezemního moře odpařuje a vznikají mocné polohy evaporitů (tzv. **messinská salinitní krize**).

Téměř po celou dobu terciéru je také Eurasie spojena se Severní Amerikou pevninským mostem v oblasti **Beringovy úžiny**. V samotném závěru terciéru, ve svrchním pliocénu se vytváří pevninský most v oblasti **Panamské šíje**, čímž jsou Severní a Jižní Amerika poprvé spojeny suchozemskou cestou. Kolizní události a otevírání a uzavírání pevninských spojení ovlivňuje systém **oceánského proudění**. Původní rovníkové proudění podél celé Země je přerušeno uzavřením Tethydy. Připojením Indie k Eurasii a nakonec i spojením Severní a Jižní Ameriky systém oceánského proudění začíná nabývat **dnešního charakteru**. Odtržení Austrálie zcela izoluje Antarktidu a vzniká chladné **cirkumantarktické** proudění.

Pokračuje rozpad Laurasie a Gondwany, kontinenty zaujímají dnešní pozici



Obr. 27 Pozice kontinentů a oceánů v paleogénu a neogénu.

Alpínská orogeneze v terciéru

Terciér je obdobím intenzivních kolizních procesů a zvýšené horotvorné aktivity. V terciéru pokračuje **alpínská orogeneze**, která souvisí s uzavíráním tethydního oceánského prostoru mezi Eurasií na jedné straně a Afrikou, Arabským poloostrovem a Indickým subkontinentem na straně druhé. Vzniká obrovský kolizní orogén probíhající od atlantického pobřeží Evropy až do jihovýchodní Asie. Alpské a karpatské horské pásmo je vyvrásněno v důsledku kolize apulské desky s evropskou částí Eurasie. Horská pásma blízkého východu se vyvrásnila v důsledku kolize **arabské desky** s Eurasií. **Indický subkontinent** se v paleocénu pohybuje směrem k

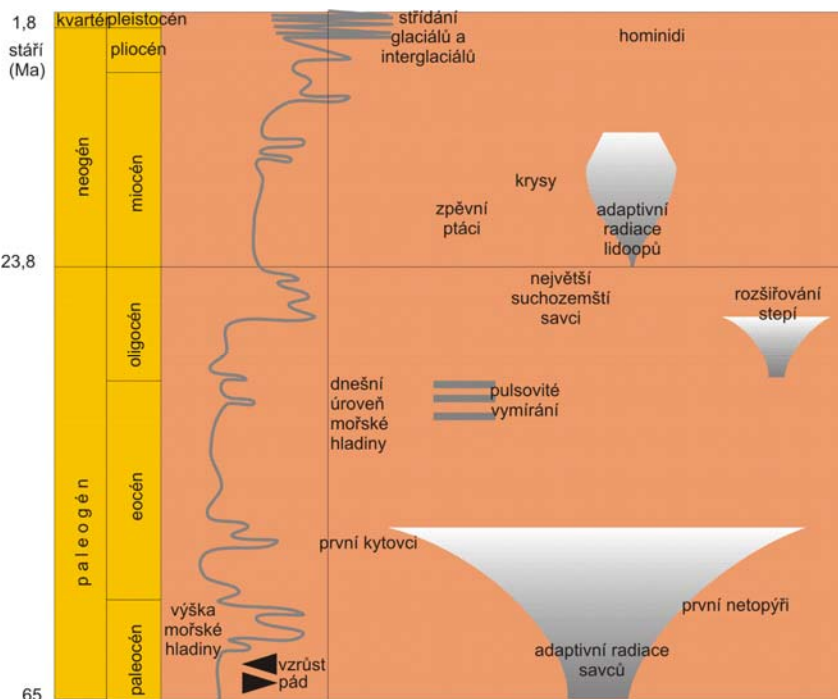
V terciéru vrcholí alpínská orogeneze, vzniká alpsko – transhimálajské horské pásmo

Eurasií a na konci paleocénu a během eocénu s ní koliduje za vzniku **transhimálajského horského pásma**.

Původně souvislý oceán Tethys se v důsledku kolizních událostí a sunutí příkrovů rozpadá, a vznikají mělké mořské a sladkovodní sedimentační pánve souhrnně označované jako **Paratethys**. Terciérní sedimenty Paratethydy jsou známy ze střední a východní Evropy, relikty Paratethydy dnes představují Černé a Kaspické moře. V postupně uzavíraných tethydských oceánských prostorách se ukládají mocné hlubokovodní akumulace klastického materiálu - tzv. **flyš**. V mělkých pánvích Paratethydy se ukládají klastické mořské a kontinentální sedimenty s vydatnými ložisky ropy a zemního plynu, označované jako **molasa**.

V kvartéru je konfigurace oceánů a kontinentů v podstatě shodná s dnešním stavem. Kontinenty se dál pohybují ve směrech daných mesozoickým a terciérním rozpadem Laurasie a Gondwany. Rifting se projevuje zejména poklesy na **východoafrickém prolomu** a na **rýnském prolomu** (údolí Rýna v Německu). V alpsko-karpatském orogénu probíhají dozvuky alpínského vrásnění.

Hlubokovodní turbidity (flyš) a mělkomořské klastické sedimenty (molasa) jsou typickými faciemi terciéru



Obr. 28 Hlavní události a procesy probíhající v geosféře, atmosféře, hydrosféře a biosféře kenozoika.

2.6.2 Vývoj klimatu

Celý terciér je až na drobné výkyvy charakterizován pomalým globálním **ochlazováním klimatu**. Klimatická pásma se zužují a teplotní gradient mezi rovníkem a póly se zvyšuje. V paleogénu je tento trend ještě málo zřetelný avšak na začátku neogénu (asi 20 Ma) se již vytváří zalednění v jižních polárních oblastech (Antarktida) a na konci neogénu (3 Ma) též v severních polárních oblastech. Na konci neogénu má již klima zhruba dnešní charakter. Příčiny ochlazování klimatu patrně souvisí s globální konfigurací pevnin a oceánů a změnami oceánského proudění a také s poklesem CO₂ v atmosféře (potlačení skleníkového efektu)

Během terciéru se klima postupně ochlazuje

Kvartér představuje jedno z nejchladnějších období v historii Země. V důsledku astronomických cyklických procesů (výchylka excentricity eliptické dráhy kolem Slunce, výchylky sklonu zemské osy, rotace zemské osy - precese) i pozemských procesů (výchylky oceánské cirkulace, obsah CO₂ a dalších skleníkových plynů v atmosféře, vulkanismus) dochází v kvartéru k rychlým **oscilacím klimatu** a opakovaným zaledněním. Střídají se:

Glaciály a interglaciály se střídají v důsledku astronomických cvklů

- doby ledové (**glaciály**)

- doby meziledové (**interglaciály**)

V glaciálech narůstá objem kontinentálních a horských ledovců, fixací vody v ledovcích klesá hladina světového oceánu, klima je chladné a suché. V interglaciálech se objem ledovců zmenšuje, stoupá hladina oceánu a klima je teplejší a vlhčí (humidní). Střídání glaciálů a interglaciálů umožňuje globální korelaci sedimentů a rozdělení kvartéru na dílčí úseky (stupně). Maximálního rozsahu zalednění kontinentálním ledovcem bylo v Evropě dosaženo v glaciálech **elster** a **saal**, kdy bylo ledovcem pokryto i nejsevernější území naší republiky (Opavsko, Frýdlantský výběžek). Kvartérní glaciální cykly po sobě ve střední Evropě zanechaly specifické sedimenty - **spraše, váte písiky a říční terasy**. Vyšší oddělení kvartéru - holocén - lze charakterizovat jako období přechodné mezi glaciálem a interglaciálem. V holocénu začíná povrch planety ovlivňovat svou činností člověk. Český masiv se v kvartéru nachází v proglaciální oblasti na rozhraní zaledněných a nezaledněných areálů. Kvartérní sedimentace je v Českém masivu výrazně ovlivněna právě glacienní činností (spraše, morény, morénová jezera).

Průvodce studiem

Ve vrcholných fázích pleistocenního zalednění je kontinentálním ledovcem pokryto téměř 32% pevniny (pro srovnání, dnes je zaledněno asi 10% pevniny). V posledním glaciálu byla hladina světového moře v průměru o 80 až 100 m níže, než je dnes. Průměrné teploty v glaciálech dosahovaly v našich zeměpisných šířkách asi 0°C.

2.6.3 Vývoj života

Vývoj rostlinstva

Z nižších rostlin jsou v terciéru nejvýznamnější planktonní **kokolítky** (Coccolithophorida), a to jak z horninotvorného tak z biostratigrafického hlediska. Další významnou skupinou jsou **rozsivky** (Diatomaceae). V mělkomořských společenstvech nabývají na významu bentické **červené řasy**, v neogénu např. rod *Lithotamnion*, jehož akumulace vytváří tzv. litotamniové vápence. V suchozemské flóře plně převládají **krytosemenné rostliny**, jejichž fosilní zbytky umožňují dešifrovat klimatická pásma. Pro subtropické a tropické pásmo jsou typické především palmy (např. rod *Sabal*) a dále pak rody *Ficus*, *Magnolia* atd. Rostlinstvo mírného pásma má již dnešní ráz, významné jsou břízy, duby, javory, jilmy, olše, topoly, vrby atd. V paleogénu se objevují první traviny, které jsou důležitým článkem potravního řetězce, vznikají biotopy savan a stepí (viz obrázek Obr. 28). **Nahosemenné rostliny** jsou dále zatlačovány do extrémnějších podmínek prostředí, hojně jsou borovice, tisovce a sekvoje.

Horninotvorný a biostratigrafický význam důležitých skupin **nižších rostlin** (především kokolitek) přetrvává i v kvartéru. **Vyšší rostliny** mají velký význam pro interpretaci **klimatických pásem**. Společenstva vyšších rostlin mají v podstatě dnešní ráz a složení. V důsledku klimatických oscilací dochází k **migraci** flóristických společenstev. V glaciálech na našem území rostou břízy, borovice a chladnomilné druhy vrb. V interglaciálech převažují různé druhy buků, dubů, habrů, hlohů, javorů, olší atd.

Vývoj jednobuněčných a bezobratlých živočichů

Zásadní význam pro biostratigrafii terciéru mají **dírkovci** (Foraminifera). Mezi planktonními dírkovci převládají rody *Globigerina*, *Globorotalia* aj. V mělkomořském prostředí se objevují obří formy foraminifer - **numuliti**, jejichž schránky dosahují velikosti až 10 cm. Stejně jako planktonní foraminifery (*Globigerina*) mají i některé rody bentických foraminifer horninotvorný význam (*Nummulites*, *Discocyclina*). Horninotvorný i biostratigrafický význam mají v terciéru i kvartéru **mřížovci**. V kvartéru mezi jednobuněčnými dominují **planktonní dírkovci** (rody *Globigerinoides*, *Globorotalia*, aj.).

Foraminifery jsou důležitými vůdčími zkamenělinami v terciéru i kvartéru

Oproti mesozoiku jsou **živočišné houby** vzácné a ustupují. Mezi láčkovci převládají **šestičetní koráli**, jejichž útesotvorný význam je však v paleogénu omezen. V terciéru se poměrně rychle rozvíjí skupina **krabů** (Ranina). Hojně jsou nálezy **hmyzu** v jantaru. Nejdůležitější skupinou mořských bezobratlých jsou **měkkýši**, jejich společenstva se však zásadně liší od mesozoických. Na hranici křída / terciér vymírají četné skupiny **mlžů** (rudisti, inoceramidi) a v mělkomořském i sladkovodním prostředí se objevují nové taxony (rody *Venus*, *Corbula*, *Glycimeris*, *Cardium* aj.). V neogénu k nim přistupují další důležité rody (*Ostrea*, *Pecten*, *Rzehakia*, *Congeria* aj.). Významnou úlohu hrají v mořském, brakickém i sladkovodním prostředí také **plži** (*Murex*, *Turritella*, *Conus*, *Melanopsis*). Mlži a plži mají obrovský význam pro biostratigrafii mělkomořských a kontinentálních sedimentů. **Hlavonožci**, drtivě postižení vymíráním na hranici křída / terciér, představují v terciéru skupinu na ústupu. V paleogénu vymírají belemniti a jedinou relativně početnou skupinou hlavonožců zůstávají **loděnkovití** (Nautiloidea). **Ramenonožci** ustupují do pozadí, přežívá pouze řád Terebratulida. Poměrně významné jsou v terciéru **mechovky**, které se podílejí na stavbě vápnatých útesů (načas nahrazují symbiotická korál-řasová útesotvorná společenstva). Ve společenstvech ostnokožců představují v terciéru **lilijice** skupinu na ústupu a stěhují se do hlubokovodních nik, jejich pozici v mělkovodním prostředí přebírají **ježovky** (např. rod *Clypeaster*).

Dominantní skupinou mořského bentosu jsou mlži

Kvartérní společenstva **mořských mlžů** indikují klimatické podmínky, v arktické bioprovincií převládá rod *Mya*, v boreální bioprovincií rod *Littorina* a v teplých bioprovinciích rody *Strombus* a *Divaricella*. V kontinentálním prostředí jsou nejčastější **plži** (rody *Pupilla*, *Succinea*, atd.), **mlži** (např. rod *Corbicula*) a **ostrakodi** (např. rod *Candona*).

Vývoj obratlovců

Také společenstva obratlovců se po vymírání na hranici křída / terciér zásadním způsobem mění. V mořském nektonním prostředí dochází k prudké radiaci **kostnatých ryb** a **žraloků** (délka některých druhů dosahuje až 30 m). V terciéru dochází k radiaci **želv** (*Chelonia*) a **hadů** (*Ophidia*). V terciéru dochází k bouřlivé radiaci moderních forem **ptáků**. Z paleogénu jsou známé fosilní zbytky velkých nelétavých dravých ptáků (rod *Diatryma*, až 2,5 m vysoký). V kvartérních ptačích společenstvech se objevují zajímavé velké formy běžců. Na Novém Zélandu to je např. vyhynulý rod *Dinornis*, dosahující výšky až 3,5m.

Dominantní skupinou obratlovců v suchozemském (a částečně i v mořském) prostředí se po vymření početných skupin plazů stávají v terciéru **savci**. Savci prožívají nejrychlejší rozvoj v paleocénu, na počátku eocénu již dosahují dnešní úrovně diverzity (viz obrázek Obr. 28). V paleocénu patří k nejdůležitějším skupinám **chudozubí** (pásovci, luskouni) a **vačnatci**. Koncem paleocénu a na začátku eocénu se objevují **lichokopytníci** (např. *Hyracotherium*), **sudokopytníci** (např. *Protylopus*) a první menší, lasicím podobné **šelmy**. V téže době se pravděpodobně ze skupiny kopytníků odštěpují **chobotnatci**. První formy chobotnaticů (např. *Moeritherium*) dosahovaly zhruba velikosti dnešního prasete a neměly kly. Objevují se první, převážně draví **kytovci** a první **letouni** (Chiroptera). V oligocénu vrcholí trendy ve zvětšování tělesných rozměrů savců, vznikají **obří formy** (*Indricotherium* ze skupiny nosorožců dosahuje délky kolem 9 m a výšky okolo 6 m). Vlivem klimatických změn se v neogénu většina býložravých savců stěhuje do stepí a savan. Dochází k rychlému vývoji a diverzifikaci kopytníků (např. velmi rozšířený koník *Hipparion*). Ve stepních biotopech žili také velcí predátoři - **šavlozubí tygři** z čeledi Felidae. Neogén je také obdobím velkého rozvoje **chobotnaticů** (Proboscidea), který vrcholí v kvartéru (pleistocénu). Neogenní chobotnatici dosahovali značných rozměrů (*Deinotherium*, výška až 4 m). Rychlé klimatické oscilace v kvartéru vyvolávají migrace savčích společenstev. Pleistocén je ještě obdobím radiace **chobotnaticů** (Proboscidea), kteří jsou rozšířeni v oblastech mírného pásma (rody *Mammuthus*, *Palaeoloxodon* aj.). V našich klimatických podmínkách žili v pleistocénu také **nosorožci** (např. nosorožec srstnatý, *Coelodonta antiquitatis*), **sobi**, **tuři**, **bizoni**, **antilopy**, **koně**, **šavlozubí tygři** (rod *Homotherium*), **lvi**, **hyeny**, atd. Někteří savci si vyhledávají obydlí v jeskyních, např. **jeskynní medvěd** (*Ursus spelaeus*). Na konci pleistocénu dochází k selektivnímu **vymírání** především větších **savců**. Vymírají mamuti, jeskynní lvi, jeskynní medvěd atd.

Paleocén je obdobím velmi rychlé diverzifikace savců

V terciéru se vyvíjejí obří formy ptáků a savců

Průvodce studiem

Na hranici pleistocénu a holocénu vymírá velké množství především velkých obratlovců, savců a ptáků s tělesnou hmotností nad 40 kg. V severní a jižní Americe bylo vymíráním postiženo 73 až 80 % druhů, v Austrálii 94 % druhů. Příčinou mohla být neschopnost přizpůsobit se rychlým klimatickým změnám (migrovat do jiných klimatických pásem). Toto vysvětlení je však méně pravděpodobné, protože se stejným problémem se zvířata setkávala i v předchozích obdobích ústupu ledovce, kdy k vymírání nedošlo. Pravděpodobnějším důvodem mohlo být vyhubení zvířeny člověkem.

Vývoj směřující k člověku

V paleogénu se rozvíjejí **primáti** a v oligocénu vznikají první **hominidi**. Z pliocénu jsou známy nálezy prvního předchůdce člověka - druhu *Australopithecus afarensis* (kolem 4,2 Ma) a dalších hominidů (*Ardipithecus*, *Paranthropus*). Koncem pliocénu se objevují první zástupci rodu *Homo* (viz obrázek Obr. 29).

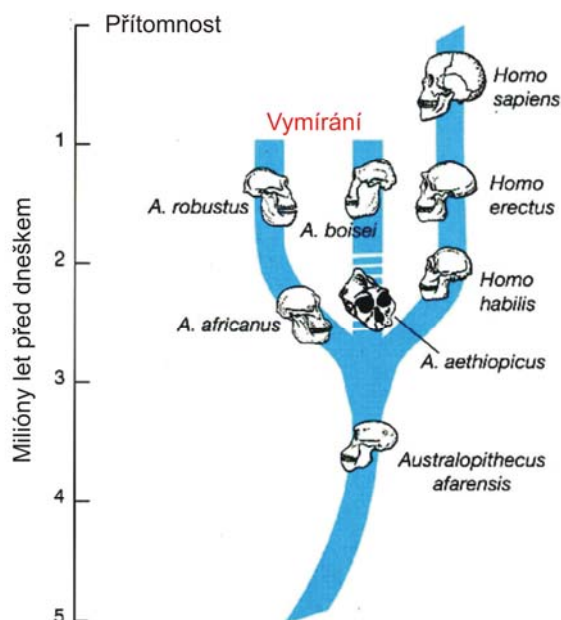
Kvartér je obdobím zrychleného vývoje **hominidů**. Vývojová linie vedoucí k poddruhu *Homo sapiens sapiens* a migrační cesty jednotlivých druhů hominidů jsou však velmi složité a znesnadňují tak rekonstrukci vývoje člověka dnešního typu. Na počátku pleistocénu se objevují **robustní australopitéci** - *Australopithecus robustus* a *A. boisei*. Kolem 1,0 Ma australopitéci vymírají.

Na začátku kvartéru je rod *Homo* reprezentován ještě druhem *Homo habilis*, o něco později již druhem *H. erectus*, který vymírá okolo 100 ka. Kolem 800 ka vznikají první zástupci druhu *Homo sapiens*. K nim patří *H. sapiens neanderthalensis*, který mizí z povrchu planety asi před 35 000 lety. Známé výskyty neandertálského člověka jsou na lokalitách Kůlna, Šipka a Ochoz na Moravě. *H. sapiens sapiens* vzniká pravděpodobně před 125 000 lety v jižní Africe, odkud se rozšířil do Asie a Evropy. V Evropě se objevuje asi před 38 000 lety (člověk cromagnonský). Z Asie člověk dnešního typu migroval do Austrálie, Severní a Jižní Ameriky a Oceánie.

Australopiték – první předchůdce člověka je znám z období před 4,2 milióny let

První člověk, Homo habilis, se objevuje koncem terciéru

Před 125 000 lety po Zemi kráčí první známý člověk moderního typu – Homo sapiens sapiens



Obr. 29 Evoluční vztahy mezi hominidy a vývoj směřující k člověku moderního typu.

2.6.4 Kenozoikum v Českém masívu

Český masív tvořil v **paleogénu** jižní tethydní okraj Eurasie. Převážná část Českého masívu byla v paleogénu souší a docházelo zde k tropickému zvětrávání, které po sobě zanechalo relikty křemitých krust, lidově nazývané **sluňáky**. Jihovýchodní okraj Českého masívu byl zároveň kontinentálním okrajem epivariské platformy, do kterého byly zařízeny dva podmorské kaňony vyplněné paleogenními sedimenty - **vranovický** a **nesvačilský příkop**. Paleogenní sedimenty tvoří dominantní část vnějších Západních Karpat na východní Moravě. V **neogénu** se ukládají kontinentální klastické sedimenty v severočeských pánvích, třeboňské a českobudějovické pánvi, místy doprovázené vulkanickými horninami (severní a západní Čechy). Maximum neogenní sedimentace je soustředěno do **karpatské předhlubně** a **vídeňské pánve** na Moravě, které jsou součástí centrální **Paratethydy**.

Český masív je v kvartéru ovlivněn především severským kontinentálním zaledněním a alpským zaledněním. Saalský a elsterský glaciál zanechává **morény** a **souvky** na Opavsku a v severních Čechách. Typickými kvarténními sedimenty jsou **spraše** (např. Přerovsko, Brno), **jezerní sedimenty** (Moravská brána, Dolnomoravský úval) a **říční terasy** (Svratka, Labe, Vltava). Bez významu nejsou také **jeskynní sedimenty** s bohatými fosilními nálezy (Moravský kras, Šipka u Štramberka atd.).

Shrnutí

Alpínská orogeneze vrcholí kolizemi mezi kontinenty dřívější Laurasie a Gondwany.

Koncem terciéru zaujímají kontinenty a oceány dnešní polohu

V předpolí alpínské horstva v Evropě a Asii vzniká sedimentační prostor Paratethydy.

Postupné ochlazování v terciéru a klimatické oscilace v kvartéru vedou ke střídání glaciálů a interglaciálů.

Rychle se vyvíjejí krytosemenné rostliny, vznikají biotopy savan a stepí.

Diverzifikace savců dosahuje v terciéru maxima.

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

Vývoj hominidů vede k anatomicky modernímu člověku.

Pojmy k zapamatování

- Tethys
- Paratethys
- alpínská orogeneze
- Himálaj
- Rýnský prolom
- zalednění
- glaciály a interglaciály
- krytosemenné rostliny
- kenozoičtí bezobratlí: mlži, plži, ježovky
- kenozoičtí obratlovci: ptáci, chobotnatci, kytovci, kopytníci, šelmy
- hominidi
- *Australopithecus*
- *Homo habilis*, *Homo erectus*, *Homo sapiens neanderthalensis*, *Homo sapiens sapiens*

Kontrolní otázky

59. Která pohoří se vrásní v terciéru?

60. Kdy dochází k zalednění jižních polárních oblastí?

61. *Ve kterém glaciálu dosahuje kontinentální ledovec až do České republiky?*
62. *Jmenujte skupiny kenozoických organismů, které se využívají jako vúdčí zkameněliny.*
63. *Jmenujte alespoň jednoho zástupce obřích savců a obřích ptáků v kenozoiku.*
64. *Jaké je rodový a druhový název prvního předchůdce člověka?*

Cvičení

17. Vysvětlete, proč se dinosauři neživili trávou.
18. Mohl moderní člověk (*Homo sapiens sapiens*) koexistovat s neandertálským člověkem?

Úkoly k textu

9. Sestavte o možná nejpodrobnější evoluční linii vedoucí od prvních obratlovců v kambriu až k modernímu člověku. Pro řešení použijte skupiny uvedené v celém textu.

Řešení

17. Travniny vznikly v paleogénu, až po vyhynutí dinosaurů na konci křídý. Travniny a dinosauři se tedy nemohli na Zemi vyskytovat současně.
18. Ano, v období od 125 ka, kdy se objevuje první moderní člověk, do 35 ka, kdy vymírají neandertálci.

3 Závěr

Cílem tohoto textu bylo uvést čtenáře do problematiky geologického vývoje planety Země a jejích obalů – hydrosféry, atmosféry a biosféry. „Díky“ univerzálnosti historické geologie, která se snaží sjednocovat informace z mnoha biologických a geologických oborů, se čtenář v textu setká s velkým množstvím nových termínů. Přes početnost nově uváděných termínů by však většina textu měla být srozumitelná i čtenářům, kteří se s geologickou literaturou dosud neseťkali. Naopak, tématická bohatost i různorodost oboru mohou ve čtenářích motivovat zájem o podrobnější studium některého z konkrétních problémů.

4 Seznam literatury

Čepek, P., 1986: Základy stratigrafické geologie. - Univerzita Karlova, Praha.

Kumpera, O., Vašíček, Z., 1988: Základy historické geologie a paleontologie. - SNTL, Praha.

Levin, H. L., 1994: The Earth Through Time. - Saunders College Publishing, Fort Worth.

Mišík, M., Chlupáč, I., Cicha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. - SPN, Bratislava.

Rogers, J. J. W., 1994: A History of the Earth. - Cambridge University Press.

Stanley, S. M., 1992: Exploring Earth And Life Through Time. - W. H. Freeman and Company, New York.

5 Seznam obrázků

- Obr. 1, Nicolaus Steno (vlevo) a James Hutton (vpravo), str. 9
- Obr. 2, Vztah mezi ukládáním vrstev a časem a vznik skryté diskordance, str. 11
- Obr. 3, Pravidlo stratigrafické inkluze. (a) pískovec je starší než granit, (b) pískovec je mladší než granit, str. 12
- Obr. 4, Princip číselného datování. (a) vztah mezi probíhajícím procesem (kapající kohoutek) a časem, (b) poločas rozpadu, str. 13
- Obr. 5, Litostratigrafická korelace, str. 15
- Obr. 6, Princip biostratigrafické korelace na základě pravidla stejných zkamenělin, str. 17
- Obr. 7 Princip korelace epoch normální a reverzní magnetické polarity (magnetostratigrafie), str. 18
- Obr. 8, Chronostratigrafické jednotky eratemu mesozoika, str. 19
- Obr. 9, Waltherův zákon, agradace, progradace a retrogradace facií, str. 24
- Obr. 10, Sedimentační prostředí, str. 27
- Obr. 11, Litosféra a astenosféra, str. 33
- Obr. 12, Litosférická rozhraní, str. 34
- Obr. 13, Princip izostatického vyrovnání pevného bloku litosféry plovoucího na hladině astenosféry, str. 35
- Obr. 14, Základní pojmy deskové tektoniky na příkladu jižního Atlantiku, str. 36
- Obr. 15, Orogén andského typu, str. 37
- Obr. 16, Permský superkontinent Pangea, str. 39
- Obr. 17, Globální chronostratigrafické dělení prekambria a fanerozoika, str. 42
- Obr. 18, Hlavní události a procesy probíhající v prekambriické litosféře, atmosféře a biosféře, str. 47
- Obr. 19, Pozice kontinentů a oceánů v období od kambria do devonu, str. 50
- Obr. 20, Pozice kontinentů a oceánů v karbonu a permu, str. 51
- Obr. 21, Evoluční vztahy mezi rybovitými obratlovci a obojživelníky, str. 55
- Obr. 22, Evoluční vztahy a časový výskyt hlavních skupin vyšších rostlin ve fanerozoiku, str. 57
- Obr. 23, Pozice kontinentů a oceánů v triasu, juře a křídě, str. 59
- Obr. 24, Hlavní události v geosféře, atmosféře, hydrosféře a biosféře mesozoika, str. 62
- Obr. 25, Evoluční vztahy mezi plazy, ptáky a savci, str. 64
- Obr. 26, Systematické členění dinosaurů, str. 65
- Obr. 27, Pozice kontinentů a oceánů v paleogénu a neogénu, str. 68
- Obr. 28, Hlavní události a procesy probíhající v geosféře, atmosféře, hydrosféře a biosféře kenozoika, str. 69
- Obr. 29, Evoluční vztahy mezi hominidy a vývoj směřující k člověku moderního typu, str. 72

6 Rejstřík

- absolutní datování hornin, 9
agradace, 24
aktivní okraj kontinentu, 36, 37
alpínská orogeneze, 59, 67
amonoidní hlavonožci, 52, 53, 61, 64
Apulie, 59
apulská deska, 59, 67
Archaeopteryx, 62, 64
archaikum, 19, 40, 42, 43, 45
astenosféra, 31
- Baltika, 49
biomineralizace, 52
biostratigrafie, 14, 15, 16, 31, 52, 60, 61, 69, 70
biozóna, 15, 18
- CCD, 29
Český masív, 47, 50, 65, 69, 72
číselné datování hornin, 9, 12, 14, 17, 47
- delta, 27
desková tektonika, 31
dinosauři, 55, 62, 63, 64
dírkovci, 21, 31, 52, 53, 55, 60, 64, 69
- ediakarská fauna, 46
eolické prostředí, 25
eolické sedimenty, 25
evapority, 27
- facie, 22, 23, 49, 51
fanerozoikum, 18, 19, 40, 41
fluviální prostředí, 25
- fotická zóna, 20
funkční morfologie, 21
- Ga (10^9 let), 10, 41, 43, 44, 46, 47
glacigenní prostředí, 24
Gondwana, 49, 50, 51, 58, 59, 67, 68
graptoliti, 15, 52, 53
- hadaikum, 40
hiát, 10, 24
hmyz, 52, 53, 61, 70
hominidi, 71
Homo, 71
hromadné vymírání, 46, 50, 51, 52, 53, 55, 60, 61, 62, 64, 65, 70, 71
- chemofosílie, 43
chemostratigrafie, 16
chondrit, 40
chronostratigrafie, 17
- indexové fosílie, 15
izostatické vyrovnání, 34
- Japetus, 49
- ka (100 000 let), 10, 72, 74
kadomská orogeneze, 45
kaledonská orogeneze, 49
kenofytikum, 60
kenozoikum, 66
komatiity, 42
konodonti, 15, 53, 54, 62
konvekční buňky pláště, 32, 37

koráli, 21, 27, 28, 52, 53, 55, 61, 70
 kvartér, 19, 41, 66, 67, 71

 lakustrinní prostředí, 26
 lalokoploutvé ryby, 55, 62
 Laurasie, 58, 59, 67, 68
 Laurentie, 49, 50
 Laurussie, 49, 51, 58
 litorální prostředí, 28
 litosféra, 31, 34, 35, 37
 litosférické desky, 32, 33
 litostratigrafie, 14, 16

 Ma (10^6 let), 10, 46, 47, 59, 61, 67, 69, 72
 agmatický oblouk, 36
 magnetická polarita, 16, 17, 35
 magnetostratigrafie, 16
 meandry, 26
 mechovky, 51, 52, 53, 55, 62, 70
 měření času, 9
 mesofytikum, 51, 60
 mesozoikum, 18, 41, 58, 60, 64
 mlži, 21, 28, 51, 52, 53, 55, 60, 61, 70

 ostnokožci, 51, 53, 55, 62, 70
Ostracodermi, 54, 55

 paleoekologie, 20
 paleofytikum, 51
 Paleotethys, 49
 paleozoikum, 19, 41, 48, 51, 54
 pancířnaté ryby, 55
 Pangea, 38, 48, 50, 58, 59, 60, 68
 paprskoploutvé ryby, 55, 62
 Paratethys, 68
 pasivní okraj kontinentu, 34, 37
 páskované železné rudy, 43, 46

 pásma zelenokamenů, 42, 43
 pásmo zelenokamenů, 43
 pelagické prostředí, 29
 penninský oceán, 59
 plesiosauři, 62
 poločas rozpadu, 12
 pravidlo průniku, 9, 10
 pravidlo stratigrafické inkluze, 10
 prekambrium, 40
 princip aktualismu, 7, 21, 22
 princip homotaxie, 8
 princip počáteční horizontality, 7, 10
 princip superpozice, 8, 9, 14
 progradace, 23, 24, 27
 proterozoikum, 40, 43, 45, 46, 47, 48
 přílivové plošiny, 28

 ramenonožci, 51, 52, 53, 55, 60, 62, 70
 relativní datování hornin, 9, 17
 rift, 33, 34, 67
 Rodinie, 45, 48, 49, 60
 rozpadové řady, 12
 rozsivky, 21, 28, 60, 69

 savci, 64, 70
 sedimentační prostředí, 24, 27
 skleníkové klima, 59
 skrytá diskordance, 10, 24
 souvrství, 15
 spraš, 72
 stratigrafická korelace, 14, 22
 stratigrafie, 14
 stratotyp, 15, 18
 stromatolity, 28, 43
Stromatoporoidea, 52, 64
 subdukce, 35, 36, 37, 38
 superkontinent, 38, 42, 48, 50, 58, 60

tempestity, 28
teorie akrece, 40
terciér, 41, 58, 61, 62, 63, 66, 67, 68, 70
termální subsidence, 34
Tethys, 58, 59, 67, 68, 72
thalasofytikum, 51
Therapsida, 55, 64
till, 24
tillit, 24
tomot, 51
transformní zlom, 33, 37
trilobiti, 21, 51, 52, 53, 55
turbidity, 29
úhlová diskordance, 10, 47
útes, 28
variská orogeneze, 49
variský orogén, 47
varvity, 25, 26, 27
Wadati - Benioffovy zóna, 36
Waltherův zákon, 23, 24
Wilsonův cyklus, 38, 45
zalednění, 45, 50, 51, 53, 68, 69, 72
žraloci, 21, 70