

Seznam pojmů a témat k prezentaci

- 1 český masiv – stavba a vznik
- 2 Západní Karpaty – stavba a vznik
- 3 moldanubikum – rozšíření v ČR, základní stavba
- 4 žilné magmatické horniny
- 5 pegmatity
- 6 stavba svrchního pláště – litosféra
- 7 ultrabazické horniny pláště – peridotity
- 8 radioaktivní odpad (vyhořelé jaderné palivo) a jeho ukládání
- 9 pegmatitová ložiska
- 10 metamorfóza a metamorfní činitelé
- 11 migmatity, pararuly a ortoruly
- 12 brunovistulikum – omezení, stavba a vznik
- 13 spojitě tektonické struktury – flexury a vrásy
- 14 nespojitě tektonické struktury – zlomy
- 15 nespojitě tektonické struktury – příkrovy
- 16 hydrotermální žíly (ložiska)
- 17 plutonické horniny – vznik, krystalizace, zvětrávání
- 18 vlastnosti magmatu
- 19 limnické pánve českého masivu – vznik a význam
- 20 základní typy mořského sedimentačního prostředí
- 21 základní typy kontinentálního sedimentačního prostředí
- 22 chemické zvětrávání
- 23 proudění vody v říčním toku
- 24 říční meandry – popis a vznik
- 25 rostliny a živočichové mohelenské hadcové stepi
- 26 vysoký stupeň metamorfózy – granulity
- 27 exokrasové jevy
- 28 endokrasové jevy

- 29 železné rudy
- 30 skalní město
- 31 voda v krasových systémech
- 32 písky, pískovce a křemenné pískovce
- 33 Česká křídová pánev
- 34 mořská transgrese
- 35 průmyslové využití vápenců
- 36 droby
- 37 slepence
- 38 flyšová sedimentace
- 39 koráli, stromatopory a krinoidea

<https://is.muni.cz/tudle/cuup> (květen 2024)

Český masiv

Komplex geologických jednotek označovaný souborným názvem Český masiv je jeden z největších zbytků variského orogénu, který se v Evropě zachoval. Ke zformování evropského variského horstva došlo při kolizi kontinentů – severně ležící Laurentie s jižně ležící Gondwanou, resp. s armorickou skupinou mikrokontinentů na severním okraji Gondwany. Ke vzájemným kolizím jednotlivých mikrokontinentů docházelo od středního devonu do spodního karbonu. Vznikl horský pás napříč evropským kontinentem, jehož nadmořská výška převyšovala současné Alpy. Během dalšího postupného vývoje docházelo k intenzivnímu zvětrávání a erozi variského horstva a do současnosti se zachovaly v rámci Evropy jen oddělené denudační trosky (např. Cornwall, Armorický masiv, centrální francouzský masiv, Brabantský masiv, Schwarzwald, Vogézy nebo Český masiv).

Regionálně-geologické členění Českého masivu se provádí do pěti základních oblastí:

- oblast moldanubická (moldanubikum)
- oblast středočeská (bohemikum)
- oblast sasko-durynská (saxothuringikum)
- oblast západosudetská (lugikum)
- oblast moravsko-slezská (moravosilezikum)

Omezení Českého masivu vůči okolním jednotkám vychází z mladšího geologického vývoje v Evropě. Přibližně na západním a severním okraji je ČM překryt platformními triasovými až kvarténními sedimenty. Směrem na jih pokračuje pod alpskou předhlubeň a pravděpodobně i pod Alpy, na východě se noří pod karpatskou předhlubeň a zasahuje do podloží západních Karpat.

Od svrchního karbonu je variská orogeneze ukončena a v prostoru Českého masivu dochází k ukládání klastických sedimentů s polohami uhelných slojí v oblasti limnických pánví a brázd. Od triasu má vývoj ČM platformní charakter. Převážně je vystaven zvětrávání a erozi, vyjma období svrchní křídly, kdy proběhlo několik významných mořských transgresí, které po sobě zanechaly mocný sled klastických i vápnitých sedimentů české křídové pánve.

V terciéru se pak vytvořily menší sedimentační pánve v oblasti oháreckého riftu nebo jižních Čech. Východní okraj byl pak střídavě zaplavován mořem v souvislosti s geologickým vývojem Západních Karpat.

Západní Karpaty

V období křídý dochází k postupnému uzavírání oceánu Tethys a v jižní Evropě a směrem na východ do Asie začínají intenzivní procesy alpinské orogeneze, které až do současnosti vytvořily horské pásy od evropských Pyrenejí, alp, přes turecký Zagros až po Himaláje.

Západní Karpaty tvoří jednu z větví rozsáhlého alpského orogenního pásma, které vzniklo v Evropě kolizí africké a evropské litosférické desky. Zatímco vývoj vnitřních a centrálních Karpat probíhal mimo území naší republiky, část vnějších Karpat byla během terciéru přesunuta na východní okraj ČM a tvoří nemalou část východního prostoru České republiky.

Zejména během mladšího terciéru (neogénu) byly mocné komplexy jurských, křídových a terciérních (paleogén) sedimentů Západních Karpat sunuty v podobě příkrovů směrem k západu a severu. Tyto horniny překryly východní okraj Českého masivu a vytvořily současné Bílé Karpaty, Javorníky, Vsetínské vrchy nebo Beskydy. V předpolí těchto příkrovů se vytvořila sedimentační pánev přibližně na linii Znojmo – Olomouc – Ostrava, kterou označujeme jako karpatské předhlubeň. V karpatské předhlubni probíhala sedimentace až do kvartéru, během neogénu zde proběhlo několik mořských záplav od východu.

Podobnou sedimentační pánví vyplňující prostor mezi Východními Alpami a západními Karpaty je vídeňská pánev. Je tvořena kontinentálními i mořskými sedimenty a na naše území zasahuje pouze v oblasti Dolnomoravského úvalu.

Moldanubikum

Moldanubická oblast Českého masivu představuje komplex hluboce erodovaných, silně metamorfovaných hornin v podmínkách amfibolitové až granulitové facie. Typická je rozsáhlá intenzivní migmatitizace hornin, součástí sledu jsou i útržky plášťových ultrabazických hornin a hojná je přítomnost synkinematických až postkinematických plutonických těles.

Moldanubikum se rozkládá od z. okraje ČM přes jižní okraj až po jv. okraj – tedy od Českého lesa přes Šumavu, Novohradské hory, Českomoravskou vrchovinu až po Náměšť nad Oslavou. Zasahuje do přilehlých oblastí Bavorska a Dolního Rakouska.

Oblast moldanubika je budována katazonálně polymetamorfovaným komplexem hornin, některé části pak vykazují poněkud slabší stupeň metamorfózy. Typickým jevem je rozsáhlá migmatitizace rulových komplexů moldanubika. Významnou součástí jsou masivy plutonických hornin převážně granitového a granodioritového složení, které vznikly během variské orogeneze. V okolí těchto masivů proběhla periplutonická metamorfóza, vyznačující se přítomností cordieritu v plášťových rulách. Typickým rysem moldanubické oblasti je minimální přítomnost pokryvných sedimentárních útvarů.

V metamorfovaných komplexech moldanubické oblasti se dnes obvykle rozlišují tři litostratigrafické jednotky. Jejich rozlišení v terénu je však často prakticky nemožné:

- Stratigraficky nejnižší je *ostrongská jednotka* (též monotónní skupina). Horninovou náplní je velice jednotvárná, původními horninami byly mořské sedimenty typu drob a břidlic, nyní se jedná o biotitové, sillimanit-biotitové nebo biotit-cordieritové pararuly a migmatity, často se sillimanitem. V oblastech se slabší metamorfózou je jednotka tvořena svory a dvojslídnyimi pararulami.
- Nadloží tvoří *drosendorfská* jednotka (též pestrá skupina), jejíž základ tvoří plagioklasové pararuly. Komplex rul je prosotupen množstvím drobných těles vložkových hornin jako jsou kvarcity, erlány, skarny, mramory, dolomity, amfibolity, amfibol-erlánové stromatity, amfibolové ruly, granulity, serpentinity, eklogity, ortoruly a pegmatity. Stáří hornin se často uvádí jako spodnopaleozoické.
- *Gföhlská jednotka* (skupina) je strukturně nejvyšší částí moldanubika. Její složení je poměrně pestré – migmatity, gföhlské ruly, ortoruly, granulitová tělesa, plášťové horniny typu serpentinizovaných peridotitů, eklogity, skarny, mramory nebo pegmatity. Její největší plošné rozšíření je v jižních Čechách a na západní Moravě.

Žilné magmatické horniny

Většina žilných magmatických hornin vytváří tělesa žilného, čočkovitého, hnízdovitého nebo kapsovitého tvaru, mohou tvořit i okraje plutonických těles nebo mají charakter subvulkanických těles (tělesa uložená těsně pod zemským povrchem). Mocnost těles žilných hornin bývá od několika centimetrů do desítek metrů, zcela výjimečně první stovky metrů. Délka žilných těles bývá stovky metrů, někdy i jednotky kilometrů. Složení žilných magmatických hornin lze zpravidla přiřadit k určitému typu plutonických hornin, některé se však chemickým i minerálním složením vymykají běžným klasifikacím.

Častým kritériem pro zařazení ke skupině žilných hornin bývají stavební znaky, např. porfyrická struktura nebo jemně zrnitá textura. U porfyrické struktury najdeme v hornině porfyrické vyrostlice – tedy velikostně větší zrna některých minerálů, než je běžný průměr v základní hmotě.

Z genetického hlediska vykristalovala většina žilných hornin z tavenin odpovídajících blízkým magmatickým tělesům. V některých případech byla zdrojem pro žilné horniny odštěpená část zbytkového magmatu bohatá na volatilní složky (roztoky a plynná fáze). Existuje rovněž skupina žilných hornin, jejichž sepjetí s magmatickými tělesy je problematické, jejich složení neodpovídá běžným plutonickým horninám a některé mají blíže k vulkanickým horninám.

Krystalizace žilných hornin probíhá v časovém horizontu dní, týdnů nebo měsíců. Liší se tak od plutonických hornin, kde tento proces trvá i miliony let, a vulkanických hornin, kde naopak láva tuhne řádově několik hodin.

Žilné horniny většinou hojně doprovází rozsáhlé plutonické komplexy. Žíly jsou uloženy přímo v plutonických horninách nebo prorážejí okolní plášťové horniny. Některá žilná tělesa jsou od magmatického zdroje velmi vzdálená nebo ani nelze určit jejich příbuznost s konkrétním plutonickým komplexem.

Nejčastější žilné horniny jsou odvozeny od běžných plutonických typů, především granitoidů a syenitoidů a odlišují se předponou „mikro-“, např. mikrogranit nebo mikrosyenit. Pokud má hornina porfyrickou strukturu a v porovnání s plutonickou horninou výrazně jemnozrnější základní hmotu, používá se označení porfyr s bližší specifikací podle složení (žulový porfyr, tonalitový porfyr apod.). Ve starší literatuře se setkáme s označením porfyr u hornin s převahou alkalických živců, horniny s převahou plagioklasů se označovaly jako porfyrity.

Pegmatity

Pegmatity jsou hrubě zrnité žilné magmatické horniny, často s masivní nebo kavernózní stavbou. Pegmatity vytváří okrajové partie plutonických těles, žíly, hnízda nebo čočky, mohou být uloženy i v plášťových horninách plutonického tělesa.

Složení pegmatitů může být odvozeno od různých plutonických hornin a tato skutečnost se zohledňuje v jejich názvu, např. granitový, syenitový nebo gabrový pegmatit.

Od plutonických hornin stejného složení se odlišují svojí genezí, vznikají z odštěpených magmat. Tato magmata, která tvoří zbytek po hlavní krystalizaci plutonických hornin, jsou obohacena o volatilní (plynná a kapalná fáze) složky a některé vzácnější prvky.

Mezi nejběžnější patří granitové pegmatity, v jejichž složení převládají živce a křemen, z tmavých minerálů jsou zpravidla biotit a muskovit zastoupen do 15 %. Pegmatitové žíly malých mocností řádově decimetrů mají homogenní, hrubě zrnitou stavbu. Mocnější tělesa (metry až desítky metrů) většinou vykazují zonální stavbu. Jednotlivé zóny se liší zrnitostí i složením a vznikaly při postupné krystalizaci zbytkové taveniny od okraje pegmatitového tělesa směrem do jeho středu. Volatilní složky magmatu jsou pak vázány do některých specifických minerálů, např. turmalín, apatit nebo topaz.

Některá pegmatitová tělesa jsou obohacena o průmyslově zajímavé nebo netradiční minerály, např. elbait (Li), beryl (Be), columbit (Nb, Ta), kasiterit (Sn), spodumen (Li), polucit (Cs), zirkon (Zr) a jiné.

Stavba svrchního zemského pláště

Zemský plášť začíná v hloubce 2 900 km a končí na Mohorovičičově diskontinuitě (MOHO) na hranici se zemskou kůrou v hloubce 10-70 km. Celý plášť tvoří asi 45 % poloměru Země. Na základě fázových, chemických a fyzikálních rozdílů leží spodní hranice svrchního pláště přibližně v hloubce 650 km.

Zemská kůra a nejsvrchnější část pláště do hloubky 100-150 km tvoří litosféru. Litosféra se dnes většinou chápe jako nejsvrchnější část pevných geosfér planety, která je rozdělena do několika větších nebo menších litosférických desek. Každá litosférická deska zahrnuje zemskou kůru (kontinentální nebo oceánskou) a nejsvrchnější část pláště.

Pod ní se do hloubky asi 250 km (někde až 410 km) nachází zóna bohatá na bazaltovou taveninu soustředěnou do magmatických krbů, což se projevuje zejména snížením rychlostí zemětřesných vln. Je to hlavní zdroj tepla pro endogenní procesy svrchního pláště a zemské kůry. Tato zóna se popisuje pojmem astenosféra. Velmi zjednodušeně můžeme říci, že litosféra představuje bloky zemské kůry a horní části svrchního pláště, které „plavou“ po astenosféře. Astenosféra slouží nejen k horizontálnímu pohybu litosféry, ale díky své plasticitě izostaticky vyrovnává výškové úrovně různě zatížených bloků.

Svrchní plášť je složen především ze silikátů typu olivínu, pyroxenu a granátu, případně některých oxidů spinelového typu. S klesající hloubkou a tím zvyšujícím se tlakem dochází k fázovým přechodům. Olivín se mění na spinel, pyroxeny na granát pyropového složení, ještě hlouběji vzniká perovskit. Fázové změny jsou doprovázeny změnou krystalové mřížky a vzrůstem hustoty. Složení svrchního pláště má zásadní význam pro vývoj zemské kůry, pochází z něj většina magmat, které se v kůře dále vyvíjí a postupně krystalizují. O jeho složení máme informace především z magmatických hornin, u nichž předpokládáme původ magmatu ve svrchním plášti, z uzavřenin ultrabazických plášťových hornin, které se dostávají některými geologickými procesy až na povrch a z výsledků experimentální petrologie.

Složení svrchního pláště není homogenní, za výchozí horninu se považuje hypotetický pyrolit. Jeho tavením může vznikat magma bazaltového složení, které se dostává do zemské kůry, případně až na zemský povrch. Zbytek po tavení pyrolitu je tvořen horninami typu peridotitu a eklogitu.

Ultrabazické horniny pláště – peridotity

Do skupiny ultrabazických hornin se řadí horniny na základě svého chemického složení v případě, že obsahují méně než 45 % SiO_2 . Tento typ hornin může vznikat ve speciálních případech vulkanické aktivity, ale především se s nimi setkáme jako s plutonickými horninami zemského pláště.

Nejčastěji používanou klasifikací plutonických hornin je Streckeisenova klasifikace vynášená do QAPF diagramu. Horniny se tak klasifikují na základě obsahu křemene, živců a foidů. To bohužel u ultrabazických hornin není zpravidla možné, protože bývají často zároveň ultramafické, takže obsah těchto světlých minerálů je do 10 %, a tak se k jejich klasifikaci používají tmavé minerály. Mezi nejčastěji používané patří trojúhelníkové digramy typu olivín – klinopyroxen – ortopyroxen nebo olivín – pyroxen – amfibol.

V nejčastěji používaném digramu tvoří vrcholy klasifikačního trojúhelníku olivín, monoklinický pyroxen a kosočtverečný pyroxen. Horniny s více jak 40 % olivínu se řadí do skupiny souhrnně označované jako *peridotity*, horniny s pyroxenem a obsahem olivínu do 40 % tvoří skupinu *pyroxenitů*.

Mezi nejběžnější peridotity patří horniny označované jako dunity a lherzolity. Dunity jsou horniny tvořené z více jak 90 % olivínem. Ve vedlejším množství může být přítomen pyroxen, amfibol, chromit, magnetit nebo pyrop. Tyto horniny vznikají ve svrchním plášti, a pokud se s nimi setkáme v povrchových podmínkách, jsou obvykle kompletně serpentinizovány (přeměna olivínu na minerály serpentínové skupiny).

Lherzolity jsou ultramafické horniny s obsahem olivínu v rozmezí 40–90 %, přítomen je klinopyroxen i ortopyroxen, přičemž ortopyroxen obvykle převažuje. V lherzolitech bývá přítomna i čtvrtá fáze (časté je označení čtyřfázové lherzolity) v závislosti na podmínkách vzniku: plagioklas, spinel nebo granát.

Radioaktivní odpad a jeho ukládání

Radioaktivní odpady v jaderné energetice vznikají v podstatě v průběhu celého palivového cyklu od vytěžení uranové rudy až po likvidaci elektrárny na konci doby její životnosti. V jaderném reaktoru vzniká při štěpné reakci velké množství nejrůznějších radionuklidů. Štěpné produkty zůstávají uzavřeny v palivových článcích. Použité palivo představuje vysoce aktivní odpad. Je možno ho uložit, nebo přepracovat na nové palivo.

Principem zneškodnění radioaktivních odpadů je jejich oddělení od biosféry takovým způsobem, aby po celou dobu jejich existence nemohlo dojít k ohrožení člověka a životního prostředí. Bezpečnost je zajišťována řadou technických opatření: úpravou odpadů, snižováním jejich objemu, jejich převáděním do stabilních a nerozpustných forem, budováním izolačních a stabilizačních vrstev, vhodným umístěním úložiště, atd.

Každoročně se při odstávce bloku jaderné elektrárny vymění část palivových souborů. V JE Temelín je to přibližně jedna čtvrtina, v JE Dukovany jedna pětina. Vyměňované soubory již obsahují méně štěpitelného materiálu, ale o to více produktů štěpení. Často jde o nestabilní izotopy, vzniklé během štěpné reakce, které v důsledku radioaktivních rozpadů produkují zbytkové teplo. I když se intenzita těchto radioaktivních přeměn časem exponenciálně snižuje, je nutné, aby byly použité palivové soubory ještě po nějakou dobu chlazeny.

Prvním místem, kde jsou palivové soubory po vyjmutí z reaktoru dočasně uloženy, je bazén vyhořelého paliva, nacházející se hned vedle reaktoru. Po dostatečném snížení radiace a produkce tepla jsou použité palivové soubory převezeny ve speciálních transportních a skladovacích kontejnerech z bazénu do samostatného meziskladu použitého paliva, nacházejícího se v ČR přímo v areálu elektrárny. V meziskladu je palivo uloženo dál několik desítek let, přičemž již po deseti letech skladování se pětkrát sníží jeho radioaktivita a desetkrát klesne výkon tepla. Nakonec čeká uložené palivo buď přepracování, nebo konečné hloubkové uložení ve vhodné geologické formaci. V České republice je plánováno vybudování hlubinného úložiště do roku 2065.

Přepravně skladovací kontejner typu CASTOR tvoří tlustostěnná válcová nádoba, vážící přibližně 100 tun. Je navržen tak, aby každý kontejner umožňoval skladovat cca 10 tun použitého paliva. Zbytkové teplo je nosným košem a heliovou náplní odváděno ke stěně nádoby, která je z vnější strany radiálně žebrovaná z důvodu zvětšení plochy pro přestup tepla do okolí. Celá nádoba je chlazena přirozenou cirkulací okolního vzduchu.

Ložiska pegmatitů

Při krystalizaci granitických těles (chápano v širším kontextu včetně granodioritů, tonalitů, křemenných syenitů a křemenných monzonitů) prakticky nedochází ke gravitační diferenciaci (na rozdíl od bazických a ultrabazických magmat). Je to dáno vysokou viskozitou granitové taveniny. Ekonomicky zajímavé minerály jsou v hornině rovnoměrně rozptýlené v podobě akcesorií.

Inkompatibilní prvky granitové taveniny a významně zastoupená voda se hromadí do zbytkové taveniny, která pak může vykristalovat v podobě *pegmatitových těles*. Ta jsou zpravidla menších rozměrů (nejčastěji desítky až stovky metrů) a jednotlivé krystaly minerálů mají poměrně velké rozměry, v některých případech i metrové. Nejčastěji se jedná o křemen, živce a slídy, které jsou doprovázeny minerály, do kterých byly uloženy méně běžné nekompatibilní prvky. Někdy je obsah těchto minerálů tak vysoký, že mají značný ekonomický význam. Jedná se především o niob, tantal, lithium, beryllium, cín, prvky vzácných zemin (REE) nebo některé další kovy.

Důležitou roli při vzniku pegmatitových těles hrají obsahy fluoru, bóru a fosforu. Tyto prvky snižují teplotu tání taveniny až na 500 °C, snižují viskozitu taveniny a zvyšují rozpustnost některých prvků v tavenině. Po utužení se vážou nejčastěji do topazu, turmalínu a apatitu nebo jiných fosfátů.

Pozice pegmatitových těles po jejich utužení může být také velmi odlišná. Některá tělesa vznikají uvnitř granitického plutonu a do okolních hornin přecházejí bez ostré hranice. V některých případech je pegmatitová tavenina vytlačena na okraj plutonu (okrajové pegmatity). Velmi častá je situace, kdy pegmatitová tavenina proniká do hornin okolního pláště, kde utužne v příhodné tektonické struktuře.

Pegmatity vykazují také velmi speciální krystalizaci taveniny. Délka trvání krystalizace pegmatitového tělesa se předpokládá maximálně v týdnech a měsících. Krystalizace začíná od okraje tělesa a postupuje směrem do centra. Stejně tak krystalizují i jednotlivé minerály – od okraje ke středu.

Metamorfóza a metamorfní činitelé

Metamorfní procesy představují komplex fyzikálně-chemických změn v litosféře, které vedou k přeměně hornin, aniž by změnilly svůj pevný stav. V rámci endogenních procesů tedy probíhají obecně za nižších teplot než magmatické procesy. Hranice mezi metamorfózou a magmatismem není zcela ostrá, záleží na teplotách, tlacích a složení konkrétní části litosféry.

Metamorfóze mohou v rámci horninového cyklu podléhat všechny typy hornin, jejich přeměna může probíhat různými mechanismy s různou intenzitou. Metamorfní procesy mají často konvergentní charakter, kdy z původně geneticky odlišných hornin mohou vznikat v daných podmínkách stejné metamorfní produkty. Stejně tak mohou mít metamorfní procesy diferenciační charakter v případě, kdy ze stejné výchozí horniny vznikají odlišnými procesy odlišné metamorfní produkty.

Metamorfní procesy jsou řízeny působením metamorfních činitelů, které se mohou vzájemně kombinovat a vytvářet tak v litosféře poměrně pestrou škálu metamorfních podmínek. Mezi hlavní metamorfní činitele můžeme zařadit chemické složení původních hornin, teplotu, všesměrný tlak, orientovaný tlak, působení roztoků a čas.

Metamorfní procesy probíhají v určitém teplotním intervalu, který velmi přibližně můžeme stanovit na 300-700 °C. První metamorfní reakce mohou probíhat již při teplotě kolem 150 °C. Horní hranici metamorfózy pak definuje začínající magmatický proces – tedy tavení horniny, což může nastat v závislosti na složení horniny až při 1100 °C.

Důležitým metamorfním činitelem je všesměrný (litostatický) tlak, který je přítomen ve všech částech litosféry. Můžeme si ho představit jako tlak nadložních hornin, takže jeho velikost vzrůstá směrem do hloubky asi o 25 až 30 MPa na každý kilometr.

Orientovaný tlak (stres) vzniká v důsledku tektonických procesů a působí v určitém směru. Jeho význam klesá s hloubkou, pod úrovní 10 km se prakticky neprojevuje.

V horninovém masivu jsou běžně přítomny chemické látky v podobě fluid, tedy kapalném nebo plynném stavu. Největší objemy tvoří voda a oxid uhličitý, ale lokálně mohou mít význam i jiné, jako F, Cl, B, P nebo N. Aktivita těchto roztoků závisí na jejich koncentraci, tlaku a teplotě.

Metamorfní procesy, projevující se přeměnou hornin v pevném stavu, jsou zpravidla velmi dlouhodobé, myšleno z pohledu geologického času. Metamorfóza určitých celků litosféry probíhá obvykle desítky miliónů let a většina chemických reakcí je pozvolná. Také změny ostatních metamorfních činitelů, zejména teploty a tlaku, probíhají velmi pomalu.

Pararuly, migmatity a ortoruly

Termín *pararula* vyjadřuje skutečnost, že hornina vznikla ze sedimentární horniny (na rozdíl od ortoruly). Často se setkáme s běžným používáním označení rula, čímž se vždy míní pararula. Výchozím sedimentem bývá nejčastěji jílová nebo prachová břidlice, která byla vystavena vysokému stupni metamorfózy v amfibolitové nebo až granulitové facii. Pararuly obsahují jako hlavní minerály v proměnlivém množství křemen, K-živce, plagioklas a biotit. Přítomny mohou být i muskovit, amfiboly a zpravidla jako vedlejší nebo akcesorické minerály pyroxeny, cordierit, granát, sillimanit, kyanit, andalusit nebo turmalín. Také stavba pararul může být velmi rozmanitá, často bývají páskované nebo vykazují plošně paralelní stavbu (foliaci).

Migmatity jsou horniny velmi podobné pararulám, zpravidla vznikají ze stejného typu sedimentárních hornin. V podmínkách ultrametamorfózy dochází k diferenciaci horniny, kdy se světlé minerály (křemen a živce) oddělí ve formě parciální taveniny a následně dojde k její opětovné krystalizaci. Výsledná metamorfovaná hornina se pak skládá z rulové nebo amfibolitové složky (substrát, paleosom) a granitové složky (metatekt, neosom). Minerálním složením se migmatity velmi podobají pararulám, hlavní rozdíl je v jejich stavebních znacích. Horniny s jasně odděleným rulovým substrátem se označují jako migmatitizované ruly, typické migmatity mají obě složky rozplývavé a neostře oddělené, v krajním případě vznikají horniny až granitového vzhledu.

Ortoruly jsou horniny chemicky i fázově velmi podobné granitům. Hlavním rozlišovacím kritériem jsou jejich metamorfní stavby. Jako ortorulu bychom měli označovat horninu vzniklou metamorfózou granitoidních hornin. Existuje však řada hornin podobného složení a staveb, které nevznikly z granitoidů, a pro takové se používá označení leukokratní rula. Ortoruly obsahují převážně světlé minerály jako křemen, K-živce a plagioklasy. Obsah tmavých minerálů by neměl překročit 20 % a zastoupeny jsou muskovit, biotit nebo amfiboly. Většina ortorul vzniká v podmínkách amfibolitové facie, některé silněji metamorfované horniny již postrádají muskovit a převládá v nich ortoklas, přítomny jsou často i kyanit, sillimanit nebo granát.

Brunovistulikum

Jako brunovistulikum se označuje kadomsky konsolidovaný blok zemské kůry tvořený plutonickými horninami a krystalickými břidlicemi, jehož západní omezení je dáno moravsko-slezskou zlomovou zónou. Na severu se noří pod devonské a spodnokarbonské sedimenty a zasahuje až k oderské linii, jeho východní okraj se svažuje pod karpatskou předhlubeň a flyšové příkrovy Západních Karpat a zasahuje až k peripieninskému lineamentu. Na jihu tvoří podloží alpinského předpolí až k Dunaji. Na povrch vystupuje jen malá část brunovistulika, které se podle charakteru přítomných hornin rozděluje tři části: dyjsko-ivančický pluton, slavkovský pluton a metabazitová zóna. Ve starší literatuře se setkáváme s členěním na brněnský a dyjský masiv.

Dyjsko-ivančický pluton je tvořen draslíkem bohatými, biotitovými a dvojslídnými granodiority a granity, které vznikly na aktivním kontinentálním okraji Gondwany. Absolutní stáří bylo stanoveno na 620-590 mil. let. Součástí je také silně metamorfovaný plášť tvořený rulami a migmatity.

Slavkovský pluton vystupuje na povrch východně od metabazitové zóny a v drobných ostrůvcích v Hornomoravském úvalu. Hlavními horninami jsou vápenato-alkalické amfibol-biotitové granodiority a tonality.

Metabazitová zóna představuje přibližně S-J pruh plutonických a vulkanických převážně bazických hornin. V západní části jsou to metadiority a metagabra, ve východní části hlavně tholeitické metabazalty vzácně metaryolity. Stáří těchto hornin bylo stanoveno na 725 mil. let a jsou interpretovány jako kadomský ofiolitový komplex přepracovaný při kolizi s moldanubikem.

Spojité tektonické struktury – flexury a vrásy

Spojité tektonické struktury mohou vznikat v různých podmínkách deformačního procesu a vyznačují se absencí porušení soudržnosti geologického tělesa. Při popisu spojitých tektonických struktur považujeme za základní jednotku vrstvu a za základní strukturní plochu pak plochu vrstevní.

Nejjednodušším typem je lokální, neopakující se ohyb vrstvy – *flexura*. Tvoří dvojité kolenovitý ohyb strukturní plochy a nejčastěji vzniká jako odraz zlomových pohybů v jejím podloží.

Kopule (dóm) vytváří vypouklé (konvexní), okrouhlé až oválné vyklenutí vrstevní plochy s jedním nejvyšším bodem – vrcholem. Vzniká jako odraz vertikálních pohybů podložních hmot. *Mísa* je konkávní, okrouhlé až oválné prohnutí strukturní plochy s jedním nejnižším bodem. Proces vzniku je obdobný jako u kopule.

Hlavním periodickým strukturním tvarem je *vrása* představující esovité nebo sinusoidové prohnutí strukturní plochy, které se periodicky opakuje. Horní půl vlna se označuje jako antiklinála, spodní půl vlna je synklinála. Vrstvy v jádře antiklinály jsou starší než na jejím povrchu, v synklinále je tomu obráceně. Při komplikovanější deformaci nebo při nejasnosti stáří vrstev se používá obecnějších pojmů *antiforma* a *synforma*.

Podle úklonu osní plochy od horizontální roviny a podle polohy středního ramena vrásy, rozlišujeme vrásy na:

- přímé (svislá osní plocha)
- nakloněné šikmé (osní plocha nakloněná, střední rameno nepřekocené)
- nakloněné překocené (osní plocha nakloněná, střední rameno v poloze překocené)
- ležaté (osní plocha subhorizontální nebo horizontální, střední rameno překocené)
- ponořené (osní plocha se noří pod horizont, část antiklinály se stává synformou).

Nespojité tektonické struktury – zlomy

Nespojité tektonické struktury se vyznačují vznikem nových, vzájemně oddělených prvků porušení horninového tělesa. Obecně se rozlišují struktury puklinové, zlomové a kliváží.

Puklinou se rozumí porušení horninového celku ztrátou okamžité soudržnosti a za vzniku nových povrchů. U jednotlivých částí prakticky nedochází ke vzájemnému pohybu. Zlom je struktura porušení soudržnosti horninového celku, doprovázená vzájemným posunem vzniklých částí.

Pukliny jsou běžným porušením soudržnosti hornin a zpravidla se vyskytují ve více systémech. Každý takový systém je definován svým směrem a sklonem a představuje soubor stejnocenných, přibližně paralelních puklin. Jednotlivé systémy se pro daný horninový komplex mohou, ale nemusí shodovat ve své genezi a době vzniku. Nově vzniklý povrch označujeme jako stěny puklin nebo puklinové plochy.

Ve zlomových strukturách představuje porušení spojitosti zlom, který původní strukturu rozděljuje na dvě zlomové kry. Typ vzájemného pohybu těchto ker je výchozí pro klasifikaci každého zlomu. Pukliny bez výraznějšího posunu, ale se značnou směrnou délkou, hloubkovým dosahem nebo velkou šířkou zlomové spáry se také označují jako zlomy.

Pokud se nadložní zlomová kra přemístila po úklonu zlomové plochy směrem dolů vůči kře podložní, hovoříme o poklesovém zlomu – poklesu. Pokud se nadložní kra přemístila proti úklonu zlomové plochy směrem nahoru, zlom je označen jako přesmyk. Vzájemný posun ker rovnoběžně se zlomovou linií označujeme jako horizontální posun. Kry se mohou podél zlomové linie rovněž posunovat rotačním pohybem – rotační zlom. Jednotlivé směry posunů se mohou vzájemně kombinovat.

Nespojité tektonické struktury – příkrovy

Příkrovy patří ke zlomovým strukturám. Pojmem příkrov označujeme proces, při kterém je nadložní kra daleko přesunuta přes kru podložní a zároveň se tak označuje přesunované geologické těleso. Definujme tedy příkrov jako plošně rozsáhlé těleso, které se přesunulo podél subhorizontální násunové plochy na cizorodé podloží a vzdálenost tohoto přesunu výrazně převyšuje mocnost příkrovu. Někdy se jako minimální vzdálenost přesunu uvádí hodnota 5 km. Tělo příkrovu je v dané oblasti cizorodé, označuje se tedy jako alochton, zatímco jeho tektonické podloží je autochton.

Z hlediska geneze rozlišujeme příkrovy kerné a vrásové. *Kerné* příkrovy se mohou oddělit podle násunové plochy, která nerespektuje vnitřní stavbu příkrovu. V nezvrásněných komplexech sedimentů se násunová plocha nejprve vyvíjí jako mezivrstevní skluz nebo smyková plocha. *Vrásové* příkrovy vznikají z ležatých vrás velkých rozměrů, kdy se antiklinální část přesouvá přes synklinální. S tímto mechanismem se setkáváme pouze v komplexech sedimentárních hornin.

Důvody, že se obrovské množství hornin uvede do pohybu, mohou být různé. Jedním z důvodů může být gravitační síla a celý pohyb má charakter gravitačního skluzu. Druhým důvodem je boční stlačení, přičemž aktivní pohyb nastává v tektonickém podloží příkrovu, které se aktivně podsouvá pod nadložní komplex.

Tělo příkrovu má zpravidla komplikovanou stavbu, hřbet příkrovu bývá denudován nebo odštížen vlivem přesouvání vyšších příkrovů. V krajním případě může být tělo příkrovu postiženo silnou erozí, takže z něj zůstávají pouhé příkrovové trosky. Izolované části se pak označují jako příkrovová bradla. Pokud je při erozi příkrovu odhaleno jeho podloží, hovoříme o tektonickém okně.

Hydrotermální žíly (ložiska)

Hydrotermální žíly jsou ložisková tělesa, která patří do skupiny endogenních ložisek a mají zpravidla přímý nebo nepřímý vztah k magmatickým nebo vulkanickým procesům.

Hydrotermální ložiska vznikají vysrážením minerálů z hydrotermálních roztoků – tedy roztoků, které jsou obohaceny o ložiskotvorné prvky. Hlavní složka těchto roztoků – voda – může pocházet z magmatu, může být metamorfního původu nebo se může jednat o vodu exogenního původu (povrchová, oceánská). Zdroj ložiskotvorných prvků v těchto roztocích může být rovněž různý: mohou pocházet přímo z magmatu, mohou se mobilizovat z horninového komplexu nebo se dostávají do roztoků ze zvětralinového pláště. Z uvedeného vyplývá, že hydrotermální roztoky bývají velmi komplikované, a proto běžně vznikají i komplikovaná hydrotermální ložiska.

Zjednodušená představa vzniku vlastního hydrotermálního ložiska může být následující. Horninovým masivem koluje hydrotermální roztok, který obsahuje ložiskotvorné prvky, zpravidla ve formě komplexních sloučenin. Ve vhodných geologických strukturách – pukliny, tektonické poruchy, dutiny, póry aj. – dojde k vysrážení a krystalizaci ložiskotvorných minerálů. Impulsem takové krystalizace nejčastěji bývá pokles teploty roztoku, pokles okolního tlaku, změna pH prostředí, změna oxidačně redukčního potenciálu nebo přesycení původního roztoku.

Podle teploty vzniku se rozlišují hydrotermální ložiska vysokoteplotní (600–300 °C), středně teplotní (300–200 °C) nízkoteplotní (200–50 °C).

K nejčastějším hydrotermálním ložiskům patří ložiska zlatonosných křemenných žil (Jílové, Kašperské Hory), ložiska Pb-Zn-Cu obsahující hlavně galenit, sfalerit a chalkopyrit, ložiska uraninit-karbonátová často s obsahem prvků Bi, As, Co a Ag. Častými ložisky jsou Au-Sb obsahující zlato a antimonit, ložiska Hg tvořená cinabaritem nebo ložiska fluorit-byrtová někdy doprovázená galenitem.

Obecně lze říci, že hydrotermální ložiska jsou důležitým zdrojem především rudních minerálů, které se využívají k získávání mnoha důležitých kovů pro další průmyslové zpracování.

Plutonické horniny – vznik, krystalizace, zvětrávání

Magmatické horniny vznikají krystalizací magmatické taveniny. Ta vzniká ve svrchním plášti nebo spodní zemské kůře při teplotách obvykle nad 700 °C. Pokud tavenina krystalizuje v zemské kůře po dlouhou dobu, vznikají větší krystaly (zrna) jednotlivých minerálů a hornina se označuje jako hlubinná nebo plutonická. Při krystalizaci magmatu na zemském povrchu (mořském dně) je krystalizace rychlá a vznikají většinou zrna minerálů mikroskopické velikosti a horniny se označují jako výlevné (vulkanické). Při extrémně rychlém ochlazení vznikají vulkanická skla.

Proces krystalizace plutonických hornin popisuje pro vápenato-alkalické horniny Bowenovo krystalizační schéma. Schéma se dělí na diskontinuitní řadu tmavých minerálů, kde postupně z magmatu krystalizuje olivín, rombický pyroxen, monoklinický pyroxen, amfibol a biotit. Jednotlivé minerály mají odlišné typy silikátových struktur s různým stupněm polymerizace tetraedrů křemíku. Souběžně probíhá krystalizace v kontinuitní řadě, kde se typ struktury nemění a následují postupně Ca-plagioklasy, Ca-Na plagioklasy, Na-Ca plagioklasy a Na-plagioklasy. V konečné fázi se obě linie spojují a dochází ke krystalizaci K-živce, muskovitu a křemene. Podle schématu se krystalizující magma ochuzuje zejména o Mg a Fe a obohacuje se o Si, Al a K.

Je zřejmé, že ve výsledné hornině se objeví minerály, které odpovídají chemickému složení magmatu – z kyselých magmat nebude krystalovat olivín, pyroxen nebo Ca-živec. Stejně tak může během krystalizace dojít k reakcím mezi vzniklými minerály, kdy například vznikající křemen reaguje s olivínem za vzniku pyroxenu nebo pyroxeny se mění na amfiboly.

Podle stejného schématu pak probíhá chemické zvětrávání magmatických hornin v povrchových podmínkách. Jako první se rozpadají minerály, které jsou nejvýše v Bowenově schématu. V povrchových podmínkách se nejdříve rozpadají olivín, pyroxeny a Ca-bohaté plagioklasy, naopak k nejstabilnějším minerálům patří muskovit a křemen.

Vlastnosti magmatu

Magma vzniká tavením hornin svrchního pláště nebo zemské kůry. Magma je přírodní tavenina obsahující více fázových složek v různém poměru. Základem je kapalná fáze – nejčastěji silikátová tavenina – významnou složkou je plynná (fluidní) fáze, z větší části rozpuštěná nebo chemicky vázaná v tavenině a reprezentovaná zejména vodní párou, CO₂, HCl, HF, H₂S, SO_x, N, H₃BO₃ a dalšími látkami. Nejvýznamnější fluidní složkou je voda, která může být obsažena až 10 % a významně mění vlastnosti magmatu – např. snižuje jeho viskozitu nebo teplotu. Třetí složku reprezentuje pevná fáze, která může tvořit i 10 % objemu magmatu. Mohou být přítomny neroztavené reliktů původní pevné horniny, krystaly minerálů již počínající krystalizace taveniny nebo pevné útržky hornin okolního pláště.

Magma je velmi komplikovaný systém, který můžeme charakterizovat jeho fyzikálními a chemickými vlastnostmi. V určitých geologických pozicích vznikají specifická magmata, která procházejí postupným vývojem a vznikají z nich různé typy hornin podle určitých zákonitostí.

Míru tekutosti magmatu udává *viskozita*. Viskózní magmatu se pohybují (tečou) obtížněji, málo viskózní magmata se pohybují snáze a rychleji. Viskozitu určují především dva faktory: složení magmatu a jeho teplota. Magmata s vysokým podílem SiO₂ a částečně i Al₂O₃ jsou silně viskózní, přesně opačně působí alkálie (Na₂O, K₂O) a volatilní složky (hlavně obsah vody) magmatu – snižují viskozitu magmatu.

Pro pohyb magmatu v litosféře ve vertikálním směru má zásadní význam jeho *hustota*. Obecně platí, že hustota taveniny je nižší, než hustota horniny, která z tohoto magmatu vznikne. Například hustota granitů je 2,7-2,8 g.cm⁻³, granitová tavenina vykazuje pouze 2,2 g.cm⁻³.

Teplota magmatu je důležitou fyzikální vlastností, která je ovlivňována složením a okolním tlakem a zároveň ovlivňuje například viskozitu magmatu. Absolutní hodnoty teplot magmatu se pohybují nejčastěji v intervalu 800 °C až 1200 °C.

Magmatická silikátová tavenina se skládá z hlavních oxidů, mezi které počítáme SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, K₂O, Na₂O a P₂O₅. Zcela zásadní složkou je SiO₂, která bývá obsažena v množství 38-77 %, v množství 5-20 % to bývají ještě Al₂O₃, oxidy Fe, MgO a CaO. Ostatní hlavní oxidy jsou zastoupeny většinou do 5 %.

Žilné horniny – aplit

Většina žilných magmatických hornin vytváří tělesa žilného, čočkovitého, hnízdovitého a kapsovitého tvaru, mohou tvořit i okraje plutonických těles nebo mají charakter subvulkanických těles. Jejich složení lze zpravidla přiřadit k určitému typu plutonických hornin.

Aplit může být odvozen od mnoha horninových typů, většinou vytvářející žíly, čočky nebo okrajové partie magmatických těles. Složení aplitů je proměnlivé, a proto se používá bližší specifikace jako např. granitový nebo dioritový aplit. Nejběžnějším typem jsou aplity odvozené od granitů, v jejichž složení převládají křemen a živce, tmavé minerály zastoupené biotitem a muskovitem nepřevyšují množství 5 %.

Horniny s tímto označením mají velmi jemnozrnnou masivní texturu s panxenomorfní (aplitickou) strukturou. Jednotlivé zrna jsou velmi malá, většinou dobře patrná až pod mikroskop a omezení jednotlivých zrn křemene a živce je nepravidelné. Barva aplitů je světlá, často mohou mít načervenalé nebo narůžovělé zbarvení.

Limnické pánve českého masivu – vznik a význam

Během karbonu doznívají procesy variské orogeneze v Českém masivu a dochází ještě k vertikálním pohybům a drobným horizontálním posunům. V tomto režimu se vytvořily sedimentační prostory (limnické pánve), ve kterých se ukládaly sedimenty i během permu a ojediněle i začátkem triasu.

Mladopaleozoické limnické pánve vznikly v závěrečných etapách variské orogeneze a odrážely potupné doznívání tektonických pohybů za současného vyplňování těchto depresí klastickými sedimenty. Většina z nich představuje mezihorské deprese, které se začaly vyplňovat ke konci karbonu, sedimentace pokračovala během permu.

Sedimentační výplň vznikala v oblasti tropického klimatu a na červených a šedých barvách sedimentů jsou dobře patrné změny v ariditě a humiditě klimatu. Výplň tvoří sedimenty výhradně kontinentálního vývoje: proluviální, delivální, říční, nivní nebo jezerní sedimenty často doplněné o uhelné sloje. Během permu pak převládaly eolické a fluviální sedimenty. Typickým rysem celého komplexu sedimentů je jejich cyklický vývoj a přítomnost vulkanických hornin a jejich tufů.

Jednotlivé pánve najdeme ve středočeské, krušnohorské a lugické oblasti. K nejvýznamnějším pánvím patří plzeňská, kladensko-rakovnická, mšensko-roudnickou, podkrkonošská a vnitrosudetská.

Asymetrické příkopové struktury vyplněné sedimenty svrchního stephanu až permu se označují jako brázdy. Na východě je to boskovická brázda, která na sever od malonínské elevace přechází do orlické brázdy.

Zejména na konci 19. století a během 20. století byly limnické pánve významnými ložiskovými oblastmi, ve kterých probíhala intenzivní těžba karbonského černého uhlí.

Základní typy mořského sedimentačního prostředí

Pojem **facie** označuje typ sedimentačního prostředí – tedy podmínek pro vznik určitého typu sedimentu. V základním členění můžeme rozlišit facie mořské, kontinentální a přechodné.

Jako **supralitorální** facii označujeme prostor nad dosahem přílivu, který je mořskou vodou zaplavován jen příležitostně při silném větru nebo bouřích. Tuto facii můžeme považovat za přechodnou do kontinentálního prostředí. **Eulitorální** facie odpovídá prostoru mezi čarou přílivu a odlivu, která je zaplavována vodou pravidelně dvakrát za den. Poměrně široká je tato oblast tam, kde je pobřeží mírně skloněná a existují velké rozdíly ve výšce hladiny mezi přílivem a odlivem. Prostor od čáry odlivu do hloubky asi 50 m je tvořen **sublitorální** facii. Na její spodní hranici končí tzv. eufotická zóna. Najdeme zde především červené řasy a sinice. Prostředí je velmi dynamické, ovlivněné vlněním nebo silnými bouřemi.

Do hloubky 200 m navazuje **neritická** facie, které odpovídá kontinentálnímu šelfu. Prostředí již není ovlivněno vlněním, takže zde převládají jílovité nebo vápnité sedimenty. V těchto oblastech se běžně vyskytují **rifové** facie tvořené sesilními organismy (koráli, řasy, mechovky).

O **lagunární** facii hovoříme v případě mělkých pánví, které jsou od otevřeného moře odděleny rifem, kosou nebo písčitou bariérou. Jde o klidné sedimentační prostředí, při omezené výměně vody s otevřeným mořem je zde zvýšená salinita.

Sedimenty vznikající na kontinentálním svahu (hloubka 200-2000 m) spadají do facie **batyální**. Na hlubokomořských plošinách se pak vyčleňuje facie **abysální**, v hlubokomořských příkopech facie **hadální**. Hlubokomořské sedimenty, ve kterých ještě významně uplatňuje terigenní (kontinentální) materiál, jsou hemipelagické, tvořené pestrými bahny nebo turbiditními proudy. Ty umožňují vznik **flyšové** facie představující rytmické střídání pískovců, drob a jílových břidlic. Pelagické (resp. eupelagické) sedimenty obsahují jen minimálně terigenního podílu a jsou tvořeny radiolariovými a diatomovými bahny nebo rudými hlubokomořskými jíly.

Základní typy kontinentálního sedimentačního prostředí

Pojem **facie** označuje typ sedimentačního prostředí – tedy podmínek pro vznik určitého typu sedimentu. V základním členění můžeme rozlišit facie mořské, kontinentální a přechodné.

Pro kontinentální sedimenty je typický nízký podíl fosilního záznamu a to pouze suchozemských živočichů a rostlin. Povrch kontinentů je soustavně erodován a k sedimentaci dochází jen ve vhodných depresích.

Těsně pod horskými masívy se setkáme s **piedmontní** facií tvořenou netříděným materiálem aluviálních (výplavových) kuželů, které přechází do výplavových rovin s divočími toky.

Důsledně lineární charakter mají **říční** facie. Zde se mohou objevit šterkopískové sedimenty říčního koryta, meandrů nebo okrajových valů. Jemnozrnnými sedimenty se vyznačují prostory mrtvých ramen nebo aluviální nivy zaplavované povodněmi. Všechny tyto sedimenty jsou prakticky bez fosilií. Na konci říčních toků vznikají **deltové** facie přechodného typu. Sedimenty se liší především zrnitostí v deltové platformě a na deltovém svahu. Prostředí je obvykle brakické.

Jezerní facie se vyznačují přítomností sladkovodní fauny a flóry, typické jsou jemnozrnné laminované sedimenty, v okrajových částech jsou to pískové sedimenty. Ve vhodném prostředí mohou vznikat vápnité sedimenty nebo rašeliniště.

Váté písky se šikmým zvrstvením prozrazují **eolickou** facií. Sedimenty jsou dobře vytříděné a úlomky silně zaoblené, časté je červené zbarvení.

Glaciální facie reprezentuje prostředí morén tvořené tily a tility. Typická je ostrohrannost úlomků a časté ohlazení podloží nebo jeho rýhování. Častá je kombinace s působením proudící vody – glaciáluviální sedimenty.

Vulkanickou facií lze rozeznat podle řady morfologických tvarů – lávové proudy nebo příkrovy, polštářové lávy, tělesa tufů a tufitů nebo materiál laharů.

Chemické zvětrávání

V rámci horninového cyklu se horniny dostávají na zemský povrch, kde jsou vystaveny účinkům exogenních procesů a klimatickým faktorům. V různých časových horizontech se tyto horniny mění a rozpadají se na menší části a úlomky nebo jsou z nich určité chemické složky odstraněny.

Všechny horniny na zemském povrchu podléhají procesům zvětrávání, tedy vznikají z nich zvětraliny. Rychlost těchto procesů je však místy velmi proměnlivá, zvětrávací procesy jsou ovlivněny čtyřmi základními faktory: odolností výchozí horniny vůči zvětrávání, klimatickými podmínkami (množstvím srážek, teplotami, slunečním svitem), mocností půdního pokryvu a dobou trvání zvětrávacích faktorů.

Chemické zvětrávání je soubor procesů působení vody, organických i anorganických kyselin a plynů na jednotlivé minerály horniny a postupnými chemickými reakcemi dochází k jejich rozkladu nebo ke vzniku jiných minerálů.

Hlavním a rozhodujícím činitelem procesů chemického zvětrávání je voda. Ta může obsahovat množství dalších rozpuštěných látek, které zvětrávací reakce urychlují. Rozpuštění oxidu uhličitého ve vodě mění její pH a tím její reaktivitu s většinou minerálů, např. kalcitem, křemenem nebo silikáty Al nebo Fe, vysoký obsah kyslíku podporuje oxidační reakce a vznik limonitu.

Kromě fyzikálně-chemických podmínek a složení vodních roztoků existují i další faktory ovlivňující dynamiku chemického zvětrávání. Důležitá je odolnost horniny vůči zvětrávání, což je ovlivněno pórovitostí, velikostí minerálních zrn, minerálním složením nebo její propustností.

Účinnost chemického zvětrávání vzrůstá společně s teplotou a vlhkostí klimatu, tedy především v humidních (vlhkých) oblastech. Zde mohou procesy chemického zvětrávání postihnout horninu až do hloubky kolem 100 m. Uvádí se, že s nárůstem povrchové teploty o 10°C se rychlost zvětrávacích reakcí zdvojnásobí.

Proudění vody v říčním toku

Pohyb vody řídí gravitace, sklon svahu a odolnost podložních hornin, takže odtékající srážková voda vytváří ronové rýhy, potůčky, potoky a řeky. S rostoucím spádem narůstá erozní a transportní síla vody. Tekoucí voda mění svoji potenciální energii na kinetickou a způsob jejího toku může být laminární nebo turbulentní.

Systém vodotečí vytváří v konkrétní krajině vodní síť, na jejímž konci je vyústění řeky do jezera nebo do moře. Vodní síť má určitou hierarchii, ve které se toky prvního řádu spojují do toků druhého řádu a ty potom do toků třetího řádu a tak dále, podle konkrétní situace. V ideální vodní síti můžeme rozlišit produkční část, která je zdrojem pevného materiálu i rozpuštěných látek ve vodě a ty jsou přes transportní část přenášeny do kumulační oblasti, kde rychlost a síla toku klesá a dochází k sedimentaci.

Pro exogenní geologické pochody má velký význam množství vody, které vodním tokem protéká za určitý čas a označuje se jako průtočné množství. Od něho se odvozuje průměrná výška hladiny vody – normální stav vodního toku. Ten je pro daný tok v dané oblasti určován množstvím srážek, ročním obdobím, klimatickými poměry a množstvím vegetačního krytu. Důležitým faktorem je také rychlost proudění vody, která závisí na spádu koryta – tedy na výškovém rozdílu dvou různých míst říčního koryta. Tento spád bývá největší v horních částech toku.

Největší rychlosti dosahuje voda těsně pod hladinou nad nejhlubší částí toku, pomyslné propojení míst s nejvyšší rychlostí se označuje jako proudnice. Proudění vody se zpomaluje třením o dno, břeh a vzduch, a také kontaktem částic vody s různou rychlostí (vnitřní tření). Aby mohl vodní tok unášet zvětralinový materiál, musí dosáhnout transportační rychlosti. Přesáhne-li tuto rychlost, dokáže erodovat své koryto, sníží-li se tato rychlost, dochází k sedimentaci unášeného materiálu. Výsledná geologická činnost vodních toků může být tedy rušivá (erozivní), transportní nebo tvořivá (sedimentační).

Říční meandry – popis a vznik

Střední toky řek se vyznačují rovinným profilem a mírným spádem. Převládá zde boční (laterální) eroze a vznikají meandry. Meandry představují obloukovitě zprohýbaný a zákrutovitý říční tok vznikající především v plochem údolí. Velký podíl na vzniku meandrů má charakter údolních sedimentů, většinou jej tvoří jemný písek, prach a jíl. V těchto snadno erodovatelných sedimentech vznikají tzv. volné meandry. Některé řeky meandrují v poměrně širokých údolích s rozsáhlou údolní nivou, jiné vytvářejí meandrovitě zformované údolí s příkrými svahy bez údolní nivy. Meandrování je obecně pohyb, který můžeme sledovat i u mořských proudů nebo tekoucích láv.

Vznik meandru probíhá změnou charakteru proudění vody v závislosti na heterogenitě horninového prostředí. Laminární proudění vody v rovném toku se z nějakého důvodu může stát turbulentním, voda pak intenzivněji působí na břehy vodoteče a v místech s menší odolností hornin vůči erozi, je tento proces zrychlován. Koryto se tak začíná klikatit a vytvářet pozvolné zákruty. Vodní proud intenzivněji naráží do vnější strany meandru, označované jako nárazový břeh (výsep). Ten je erodován rychle proudící vodou a materiál je odnášen. Pod nárazovým břehem má tok největší hloubku a dno je vystaveno nejsilnější erozi. Na vnitřní straně meandru vzniká nánosový břeh (jesepe), rychlost proudění klesá a dochází zde k sedimentaci. Ukládají se zde lavice zpravidla klastických sedimentů různé zrnitosti (šterky, písky). Poloha meandrů v údolních sedimentech se postupně mění a vyvíjí, rychlost posunu meandru může činit až metry za rok. Meandry se pohybují nejen v bočním směru, ale i ve směru toku řeky.

Břeh vyklenutý do meandru je označován jako ostroh. Díky neustálému přetváření tvaru meandrující řeky, může dojít k protržení nárazového břehu (šíje meandru) a tok si zkrátí cestu mimo meandr. Vznikne slepé rameno a ze zbytku jesepeu okrouhlík. Postupem času je slepé rameno zcela odděleno od toku a vzniká mrtvé rameno. Vzniká tak jezerní prostředí, kdy na bázi jsou hruběji zrnité sedimenty z období sedimentace aktivního toku a směrem k povrchu se usazují jemnozrnné sedimenty společně s organickým materiálem.

Pokud řeka meandruje ve vlastních sedimentech, mluvíme o akumulčních meandrech, jsou-li zaříznuty do skalního podkladu, jedná se o meandry erozivní.

Rostliny a živočichové mohelenské hadcové stepi

Mohelenská step se nachází na rozhraní dvou fyto geografických oblastí – samotná step spadá do termofytika a oblast ji obklopující do mezofytika. Právě tato skutečnost se podílí na druhové pestrosti. Na stepi byly některé druhy rostlin objeveny a popsány poprvé, takže je toto území pro ně klasickou lokalitou, jedná se o mech *Aporella moravica*, travu ovsíř luční a o trstnatou bylinu trávničku obecnou.

K dominantním dřevinám se řadí borovice lesní, poddruh borovice hákovitá. Mezi borovicemi je možné zahlédnout ostrůvky s dubem zimním, který pravděpodobně v historii převažoval. Teplomilné keře jsou zde také časté, a to především mahalebka obecná, ptačí zob obecný, dříšťál obecný a jalovec obecný.

Na různých částech území se nacházejí i různé druhy rostlin. Na prudkých svazích skalní stepi s jižní orientací se na jaře vytváří souvislý žlutý povlak kručinky chlupaté a mochny písečné a později zde vykvétá koniklec německý. V létě zde pak převažuje porost česneku žlutého a hvězdice zlatovlásku. Velkou část jara a léta zde kvetou především kavyly a kostřavy. Jednou z nejznámějších charakteristik je nanismus rostlin (zakrslé formy). Tento jev je především spojen s malým množstvím živin v půdě, klimatickými podmínkami jako suchý vzduch a velké množství světla.

Ze zvířecí říše je pestře zastoupen hmyz. Z ohrožených druhů hmyzu nacházejících se na stepi jmenujme např. kudlanku nábožnou, ploskoroha pestrého a otakárka fenyklového. Jedním z důvodů zařazení stepi mezi tzv. evropsky významné lokality byl výskyt motýla přástevníka kostivalového. Na mohelenské stepi bylo nalezeno 91 ze 107 středozemních forem mravenců, ve 21. století bohužel počet klesl na 64. Zajímavá je také fauna brouků, zejména výskyt střevlíků či velmi vzácný mravkolev.

Z pavoučí říše bylo objeveno 285 forem ze 410 známých, můžeme jmenovat vzácné teplomilné běžníky. Teplé mikroklima činí z mohelenské stepi výborné útočiště pro plazy. K těm vzácnějším patří ještěrka zelená a užovka podplamatá. Velmi významný je výskyt populace sysla obecného, celkem 70 jedinců žijících v kolonii.

Vysoký stupeň metamorfózy a granulity

Metamorfnní podmínky vzniku horniny označované jako vysoký stupeň metamorfózy odpovídají zpravidla prostředí spodní kůry nebo svrchního pláště, nebo se objevují v subdukčních zónách. Teploty se pohybují obvykle v rozsahu 700–900 °C, hodnoty tlaku dosahují 1000–2500 MPa.

Jako granulity se označují horniny vzniklé při vysokém stupni metamorfózy, původními horninami jsou nejčastěji granity. Hlavními minerály granulitů jsou křemen, K-živec, plagioklas a biotit, jako vedlejší nebo akcesorické minerály mohou být zastoupeny kyanit, sillimanit, granát nebo rutil. Granát, vzácněji kyanit, tvoří porfyroblasty, zastoupení biotitu v granulitech je kolísavé, v některých typech není zastoupen vůbec, někde patří mezi hlavní minerály.

Granulity vznikají v metamorfnních podmínkách granulitové facie, při vysokých metamorfnních podmínkách může být v hornině přítomen pyroxen (nejčastěji hypersten), takové horniny se pak označují jako pyroxenové granulity.

Granulity jsou velmi světlé horniny, pokud obsahují podstatné množství biotitu, mohou být tmavě šedé až šedočerné. Stavba je masivní nebo velmi výrazně páskovaná, kdy se střídají polohy s různým obsahem biotitu.

Exokrasové jevy

V oblastech tvořených rozpustnými horninami, což jsou nejčastěji karbonátové, síranové nebo evaporitové sedimenty, dochází působením srážkové a povrchové vody k pozvolnému rozpuštění hornin a voda se dostává do stále větších hloubek a modeluje podzemní prostor rozpustných sedimentů. Nejčastěji se s těmito krasovými jevy setkáme ve vápencích, které jsou rozpouštěny působením vody s rozpuštěným oxidem uhličitým za vzniku rozpustného hydrogenuhličitanu vápenatého.

Krasová krajina bývá morfologicky velmi nápadná a jednotlivé útvary na zemském povrchu jsou řazeny do tzv. exokrasu. Jiné krasové útvary vznikají pod zemským povrchem a jsou řazeny do tzv. endokrasu. Působení povrchových i podzemních vod může být rušivé i tvořivé.

Mezi *exokrasové jevy* patří všechny morfologické tvary zemského povrchu na rozpustných horninách. Nejběžnějším jevem je povrchové rozpouštění vápenců dešťovými srážkami, které neprobíhá rovnoměrně, rychlejší je zejména podél puklin a vrstevnatosti. Těmito pochody vznikají hrotovité, hřbetovité nebo žlábkovité útvary označované jako *škrapy*. Podobnou formou reliéfu jsou svislé válcovité prohlubně, často uspořádané vedle sebe a dosahující hloubky od několika metrů do několika desítek metrů. Označují se jako *geologické varhany* a bývají často vyplněny úlomky hornin, jílem, říčními nebo eolickými sedimenty nebo půdou. Běžným povrchovým projevem rozpouštění krasových hornin jsou kuželovité deprese s kruhovým nebo oválným tvarem označované jako *závrty* (mezinárodní termín doliny). Svislé dutiny ústící na povrch se označují jako *propasti*. Vznikají zřícením jeskynního stropu a jejich hloubka může být od několika metrů do stovek metrů. Mnoho výrazných morfologických tvarů vytváří v krasových oblastech povrchová říční voda. V okamžiku, kdy se dostane na podloží rozpustných hornin, dochází k jejímu postupnému pronikání do podzemí. Místem přechodu povrchového říčního toku do podzemí je *ponor*, který bývá často umístěn na konci *slepého údolí*. Pokud vodní tok vniká do podzemí s velkým spádem, používá se pojem *propadání*. Vodní tok se z podzemí dostává na povrch v místě, které označujeme jako *vyvěračka*.

Endokrasové jevy

Mezi endokrasové jevy počítáme procesy vedoucí ke vzniku podpovrchových forem a tvarů. Většina z nich je spojena s prouděním podzemní vody nebo chemickými reakcemi těchto vod.

Povrchová voda, která postupně proniká do rozpustných hornin, způsobuje jejich postupné rozpouštění, zejména podél vrstevnatosti nebo puklin. Během dlouhodobých procesů dochází k rozšiřování podzemních prostor, které vedou až ke vzniku *krasových jeskyní*. Podzemní vodní tok může v podzemních prostorech vytvářet říční koryto a působit erozivně i chemicky na okolní horniny. Pokud voda zcela vyplňuje podzemní prostor, vnikají *eforační chodby*. Vířivý pohyb vody v těchto chodbách způsobuje vznik ve stropní části vznik tlakových *obřích hrnců*. Místo, kde strop jeskyně zasahuje pod hladinu protékající vody, se označuje jako *sifon*.

Voda protékající podzemním prostorem obsahuje rozpuštění hydrogenuhličitan vápenatý, který se může za určitých podmínek srážet a vytvářet tak vápenaté sintry. Při dlouhodobém působení vzniká postupně útvar označovaný jako *krápník*. Je tvořen kalcitem, a pokud je zásobován skapovou vodou potřebného složení, dochází k jeho postupnému růstu. Krápníky se podle způsobu vzniku rozdělují na stalaktity, stalagmity a stalagnáty.

Stalaktity vyrůstají ze stropu jeskyně směrem dolů a mají velké množství forem. Nejjednodušším tvarem je tzv. brčko, tenkostěnný dutý krápník, se stejným průměrem po celé délce. Běžné krápníky se většinou od stropu směrem ke svému konci zužují, takže mají většinou kónický tvar.

Stalagmity vyrůstají ze dna a zdrojem jsou pro ně skapové, stojaté nebo tekoucí vody. Bývá kuželovitý, rozložitý nebo může mít tvar pagod a svícnu. Tyto krápníky nejsou na rozdíl od stalaktitů duté.

Stalagnáty jsou sloupovité krápníky vzniklé propojením předchozích dvou typů.

Kromě krápníků mohou vnikat i jiné sintrové útvary. Na stropech a stěnách jsou to sintrové povlaky, na vodorovném podkladu vznikají sintrové kůry. Rychlost růstu krápníků a sintrových tvarů je závislá především na množství protékající vody a jejím nasycení rozpustným hydrogenuhličitanem. Obvykle se uvádí přírůstky do 4 mm za rok, takže stáří i větších krápníků bývá do několika desítek tisíc let.

Želené rudy

Želené rudy patří do skupiny rudních surovin, ze kterých se získávají kovy pro další průmyslové zpracování. V přírodě existuje mnoho minerálů s obsahem železa, ale jen některé se těží jako železné rudy. Patří k nim zejména magnetit (72 % Fe), hematit (70 % Fe), limonit, siderit, některé fylosilikáty ze skupiny chloritů nebo pyrit. Uvedené minerály odpovídají technologickému členění železných rud: oxidické, karbonátové, silikátové a sulfidické.

Většina magnetitových a hematitových železných rud se těží na ložiscích, která mají obsah Fe kolem 60 %, u rozsáhlých ložisek se těží i rudy s obsahem železa pouhých 30 %.

Více jak 60 % světových zásob železných rud se označují jako komplexy páskovaných železných rud, které vznikly regionální metamorfózou železem bohatých vulkanických nebo sedimentárních hornin. Vznikli tak horniny označované jako jaspility, takonity nebo itabirity, které obsahují převážně magnetit nebo hematit. Stáří těchto hornin je proterozoické.

Druhým významným typem jsou hydrotermální ložiska, která vznikají vysrážením hydrotermálních roztoků v příhodných strukturách horninového masivu. Mají často žilný nebo čočkovitý tvar a nejčastěji jsou tvořena sideritem, méně často hematitem. Obsahy železa dosahují kolem 35 %.

Třetím významným typem ložisek železných rud jsou ložiska označovaná jako Lahn-Dill a představují vulkanosedimentární komplexy s vysokým obsahem Fe minerálů. Vznikla většinou při podmořském vulkanismu, kdy hydrotermální roztoky vyvěrající na mořské dno obsahovaly vysoký podíl Fe, docházelo k vysrážení minerálů, které pak sedimentovaly na mořské dno. Pozdějšími geologickými procesy mohla být tato ložiska metamorfována.

Hlavním zpracováním železných rud je jejich hutnění ve vysokých pecích a výroba surového železa. Jeho využití je velmi široké, od výroby strojů, přes automobilový průmysl, zbrojní průmysl až po stavebnictví. Odstraněním uhlíku ze surového železa se vyrábí ocel, jejíž uplatnění v průmyslové výrobě je velmi široké. Železo se také používá na výrobu slitin s jinými kovy, v současnosti jsou často materiály ze železa nahrazovány jinými kovy nebo plasty.

Skalní město

Seskupení skalních tvarů jako jsou skalní bloky, věže nebo skalní stěny se označuje jako skalní město. Vznikají procesy mechanického a chemického zvětrávání různých typů hornin (sedimenty, metamorfity) a odnosu zvětralého materiálu zejména vodou, méně významné je působení větru.

Velký význam pro vznik skalních měst mají systémy vertikálních puklin nebo horizontálních vrstevních ploch, podél kterých probíhají zvětrávací procesy snáze a rychleji. Zejména v pískovcích nebo slepencích mohou vznikat více či méně pravidelné bloky, které pak dávají vznik složitým komplexům skalních měst (příklad Teplické skály, Adršpach, Broumovské stěny nebo Prachovské skály). Méně dokonalé formy skalních měst vznikají ve vápencích, dolomitech, mladých vulkanických horninách nebo metamorfitech.

Dobře vyvinutá skalní města jsou systémem skalních bloků, věží, štítů, jehel nebo skalních kulis, často seskládaných i do několika pater. Tyto morfologické tvary jsou rozděleny úzkými soutěskami nebo širokými kaňony. V dobře propustných horninách probíhá ve směru vertikálních puklin velmi intenzivní eroze a odnos zvětralého materiálu, zatímco na plochých vrcholových částech skalních tvarů probíhá zvětrávání jen velmi pozvolně.

Vývoj skalních měst dobře odráží klimatické podmínky v období jejich vzniku. Četné hloubené tvary byly obývány pravěkými lidmi a dodnes zde nacházíme unikátní artefakty nebo nástěnné malby. V neposlední řadě jsou skalní města vyhledávaným turistickým cílem.

Voda v krasových systémech

V oblastech tvořených krasovými horninami, dochází působením srážkové a povrchové vody k pozvolnému rozpuštění hornin a voda se dostává do stále větších hloubek a modeluje podzemní prostor rozpustných sedimentů. Nejčastěji se s těmito krasovými jevy setkáme ve vápencích, které jsou rozpouštěny působením vody s rozpuštěným oxidem uhličitým za vzniku rozpustného hydrogenuhličitanu vápenatého.

Povrchové toky v nerozpustných horninách vytváří povrchové toky – potoky, říčky, řeky. Jakmile se takový tok dostává do krasového území, postupem času se dostává do podzemí a na povrchu se s ním již nesetkáme. Často se pak používá označení ponorný potok nebo řeka. Do podzemních prostor se voda v krasových oblastech dostává několika způsoby.

Na kterémkoliv místě krasového území se dešťová voda dostává do podzemí systémem vertikálních puklin, které jsou postupem času rozšiřovány, ale také zanášeny např. půdním materiálem. Přírozenou krasovou depresí je *závrt*. Dno závrtu může být pokryto sedimenty a v krajním případě může vzniknout jezero, většinou je však propojeno s podzemním systémem přes pukliny, komín, ponor nebo hltač. V klimaticky teplejších oblastech mohou vznikat rozsáhlé deprese s označením *polje*. Některá bývají zalita vodou a vytváří se krasová jezera.

Místem přechodu povrchového říčního toku do podzemí je *ponor*, který bývá často umístěn na konci *slepého údolí*. Pokud vodní tok vniká do podzemí s velkým spádem, používá se pojem *propadání*. Na okrajích poljí bývají otvory, které při vysokém stavu vody fungují jako ponory a při nízkém stavu jako vyvěračky. Používá se pro ně označení *estavely*.

Vodní tok se z podzemí dostává na povrch v místě, které označujeme jako *vyvěračka*. V nekrasových oblastech se používá pojmu pramen.

Písky, pískovce a křemenné pískovce

Společným znakem písků, pískovců a křemenných pískovců je jejich způsob vzniku a zrnitost. Všechny tři horniny řadíme ke klastickým sedimentům, které označujeme jako psamity (syn. arenity), které s obsahují více jak 50 % úlomků o velikosti 0,063–2 mm. Nezpevněné psamity reprezentují písky, zpevněné psamity rozdělujeme na pískovce, arkózy a droby. Většina psamitů má výrazné texturní znaky jako je vrstevnatost a zvrstvení.

Písek je nezpevněný psamitický sediment s porozitou až kolem 35 %. Podle složení rozlišujeme křemenné písky, ve kterých zcela převažují křemenná zrna. Při vyšším zastoupení živců vznikají živcové nebo arkóзовé písky, vyšší podíl slíd a jílových minerálů se označuje termínem jílovité nebo drobovité písky.

Vznik písku může probíhat v mnoha prostředích. Eluviální písky vznikají zvětráváním různých typů hornin. Na jejich vzniku se podílí především mrazové zvětrávání, zcela chybí transport částic. S mořskými písky se setkáme v různých částech oceánů, např. u pobřeží nebo na kontinentálním šelfu. V jezerním prostředí sedimentují jezerní (lakustrinní) písky, které mívají vysoký podíl prachové a jílovité frakce. Říční (fluviální) písky jsou špatně vytríděné sedimenty tvořící náplavy nebo terasy. Glacifluviální a glacialakustrinní písky vznikají při součinnosti řek a jezer s ledovci. Jako váté (eolické) písky označujeme sediment vzniklý eolickou činností v pouštních a stepních oblastech.

Pískovce patří k nejrozšířenějším zpevněným psamitickým sedimentům a podle různých odhadů tvoří 25-40 % všech sedimentů. Jako *křemenný pískovec* klasifikujeme všechny zpevněné horniny, ve kterých jsou psamitické úlomky z více jak 90 % tvořeny křemenem nebo úlomky stabilních hornin.

Barva pískovců závisí na jejich složení, nejčastěji je světle šedá, světle okrová, světle hnědá nebo červená. Stavba bývá běžně lavicovitá nebo deskovitá.

Pískovce často nesou označení podle sedimentačního prostředí jejich vzniku: fluviální, jezerní, mělkomořské, hlubokomořské nebo pouštní (eolické). Největší význam mají tělesa pískovců vzniklá v mělkých šelfových mořích, v ČR především v období křídý. Pískovce vzniklé v mořském prostředí velmi často obsahují glaukonit a používá se pro ně označení glaukonitové pískovce.

Česká křídová pánev

Česká křídová pánev patří k soustavě epikontinentálních pánví, které byly vzájemně propojené během křídové mořské transgrese. V současnosti její sedimentární výplň pokrývá značnou část severní poloviny Českého masivu o rozloze asi 14 600 km². Délka pánve je 290 km od Drážďan až na západní Moravu. Původní rozsah byl ale větší, pánev zasahovala až k Brdům a Želeným horám, sedimenty ale byly v mladších útvarech částečně denudovány.

Pánev byla založena v oslabené zóně mezi jádrem Českého masivu (moldanubikum) a severněji ležícími jednotkami (lugikum). Nejdříve byla vyplňována jen sladkovodními sedimenty, ale na začátku svrchní křídý (stupeň cenoman) došlo k průniku moře od SZ. Při několika opakovaných vzestupech mořské hladiny se vytvořil sled mořských klastických sedimentů, jejichž mocnost dosahuje až 1 100 m. Ve výplni pánve převažují klastické sedimenty různých zrnitostí, zastoupeny jsou i smíšené sedimenty s významným karbonátovým podílem.

V pánvi můžeme rozlišit dvě významné facie. *Facie kvádrových pískovců* je cyklicky zvrstvený komplex, vzniklý snosem písčitého materiálu z ploché pevniny. Tyto pískovce jsou díky kvádrovité odlučnosti náchylné k selektivnímu zvětrávání a vzniku skalních měst (Prachovské skály, Adršpach a další). *Facie vápnitých jílovců a slínovců* (obecně opuk) představuje sedimentační prostor více vzdálený od pevniny s omezeným přínosem klastického materiálu. Místy se vedle zcela převládajících opuk objevují i jílovité vápence.

Celý vrstevní sled křídových sedimentů se dělí do šesti souvrství. Horniny místy obsahují bohatý fosilní záznam, z rostlin jsou to zejména kapradiny a nahosemenné rostliny a později je zaznamenán bohatý rozvoj krytosemenných rostlin. Z živočichů jsou zastoupeni bohatě mlži, amoniti a koráli, místy se objevují zbytky ryb nebo zuby žraloků.

Křídové horniny jsou vynikajícími kolektory, jsou zde uloženy značné zásoby velmi kvalitní podzemní vody.

Mořská transgrese

Mořská transgrese je proces zaplavení pevniny mořem v důsledku stoupající hladiny světového oceánu. Opačným procesem je ústup moře z pevniny spojený s poklesem hladiny světového oceánu a označovaný jako regrese.

Oba procesy probíhají na planetě prakticky od okamžiku vzniku světového oceánu a kolísání mořské hladiny je velmi úzce spojeno s měnícím se klimatem na planetě. Pokud se celkové klima planety otepluje, dochází k ubývání ledovců, které tak navyšují hladinu světového oceánu a dochází k mořské transgresi. Celý proces je z pohledu lidského života pozvolný, ale v geologickém měřítku je poměrně rychlý – v některých případech jsou to jednotky centimetrů za sto let.

Vysoká hladina světového oceánu je známa prakticky z celých druhohor, které představují období, kdy Země neměla své polární „čepičky“. Celkové klima planety bylo asi o deset stupňů teplejší než v současnosti. Asi největší známou transgresí byla událost, resp. několik opakujících se událostí ve svrchní křídě, kdy na povrchu planety zaujímala pevnina pouhých 18 % plochy. V té době vznikl rozsáhlý komplex mělkomořských sedimentů, který se na našem území označuje jako česká křídová tabule.

Poslední významné kolísání hladiny světového oceánu známe ze čtvrtohor, kdy se výška hladiny světového oceánu během glaciálů a interglaciálů lišila o desítky metrů. Během nízké hladiny oceánu existovala přes Beringovu úžinu suchá cesta mezi Asií a Aljaškou nebo podobně významně oscilovala hladina Středozemního moře.

Průmyslové využití vápenců

Vápence tvoří asi 15 % sedimentárních hornin zemské kůry a tvořeny jsou buď minerálem kalcitem, nebo dolomitem (označení horniny je pak dolomitický vápenec nebo dolomit). Barva hornin je od světlé, přes růžovou, zelenou, hnědou až po černé vápencové horniny. Vždy závisí na množství a typu příměsí, např. limonit, hematit, serpentinit, grafit, jílové minerály nebo organické substance.

Vyhledávanou surovinou jsou zejména tzv. vysokoprocenní vápence, které obsahují nad 97 % uhličitanu vápenatého. Ten pochází ze schránek odumřelých živočichů (koráli, řasy, měkkýši) a v průběhu diagenese horniny rekrystaluje do čistého kalcitu.

Hlavní použití vápenců je ve stavebním průmyslu. Lze je použít jako kamenivo, ale většinou se vypalováním mění na vápno (CaO), které je po vyhašení (přeměna na hydroxid vápenatý) využíváno především v maltových směsích. Přidáním určitého množství silikátů je vápenec vypalován na různé typy cementů, které jsou základem všech betonových hmot.

V chemickém průmyslu se vápenec používá při výrobě papíru, celulózy, sody, karbidu nebo v gumárenské výrobě. V zemědělství je to nenahraditelný zdroj vápníku a používá se také pro úpravu kyselosti půdy. V potravinářství je běžně používán při rafinaci cukru z řepy – až 0,5 t vápence na 1 tunu cukru.

V posledních letech je naprosto nepostradatelnou surovinou v energetice. V tepelných elektrárnách je rozemletý vápenec vháněn do kotle při tzv. fluidním spalování, kde okamžitě reaguje s oxidy síry za vzniku tzv. energosádrovce. Jedná se o velmi účinný proces odsíření uhelných elektráren.

Jedno z největších ložisek vápence je na okraji Moravského krasu a je označované jako velkolom Mokrá. Další velká ložiska najdeme v Českém krasu (lom Čertovy schody), nebo v Železných horách lom Prachovice.

Droby

Jako drobu označujeme zpevněný psamitický sediment, který obsahuje více než 10 % živců a úlomků nestabilních hornin a zastoupení matrix (jemnozrné pojivo) převyšuje 20 %. Převážná část živců a horninových úlomků pochází z intermediálních nebo bazických hornin typu granodioritů, gaber nebo bazaltů.

Droby mají tmavě šedou, černošedou nebo šedo zelenou barvu, při zvětrávání jsou často zbarveny do hněda. Stavba bývá lavicovitá. Matrix v drobách je aleuritické až pelitické pojivo spojující psamitické klasty. Do značné míry může být matrix tvořena jílovými minerály, které vznikly rozkladem a přeměnou výše uvedených úlomků. Stupeň vytrřídění klastů je nízký, většina úlomků má spíše ostrohranný charakter.

Droby vznikají v mořském prostředí v rychle klesajících pánvích. Běžně se střídají s prachovými nebo jílovými břidlicemi a vytváří typický flyšový komplex. V kulmských sedimentech moravskoslezského paleozoika se místy střídají i s polohami slepenců.

Slepence

Slepenec je psefitický zpevněný klastický sediment se zaoblenými nebo polozaoblenými valouny, z nichž více jak 50 % přesahuje velikost 2 mm. Podle složení valounového materiálu a matrix (hmota spojující valouny) rozlišujeme slepence:

- monomiktní (křemenné) slepence – obsahují v naprosté převaze stabilní valouny, především křemen, silicity, kvarcity. Matrix je tvořena křemenným pískovcem.
- oligomiktní slepence obsahují do 10 % valounů nestabilních hornin.
- petromiktní slepence obsahují nad 10 % valounů nestabilních hornin. Může se jednat o granity, ruly, bazalty, vápence nebo břidlice. Obvykle má petromiktní charakter i matrix, která pak odpovídá drobám.

Barva slepenců je závislá na materiálu valounů, často světle až tmavě šedá nebo v červených a hnědých odstínech. Stavba je běžně lavicovitá. Slepence vznikají v několika sedimentačních prostředích. Mohou to být aluviální (výplavové) kužely, prostředí divočicích řek, jezerní prostředí, vznikají i na okrajích mořských pánví nebo v hlubokomořských deltových vějířích.

Speciálním typem slepenců jsou *brekcie*. Představují psefitický zpevněný sediment s ostrohrannými nebo poloostrohrannými úlomky. Brekcií mohou tvořit úlomky hornin jednoho typu (monomiktní brekcie), úlomky křemene a křemitých hornin (oligomiktní brekcie) nebo úlomky různých typů hornin (petromiktní brekcie). Pro přesné vyjádření bychom měli používat termín sedimentární brekcie, protože s ohledem na genezi mohou existovat brekcie vulkanické nebo tektonické.

Psefitický nezpevněný sediment tvořený polozaoblenými nebo zaoblenými valouny různých typů hornin se označuje jako *šterk*. Přibýváním psamitických zrn může přecházet do písčitého šterku až písku.

Šterky vznikají většinou sedimentací v říčním prostředí s dostatečnou unášecí schopností vody (horní toky), tvoří tělesa výplavových kuželů, vznik šterků může být spojen i s jezerní sedimentací nebo s prostředím mořského pobřeží. Zcela běžně obsahují určitý podíl písčitých a jílovitých částic.

Flyšová sedimentace

Flyšová sedimentace je proces, který vede ke vzniku flyšových sedimentů. Jedná se o litofacii (soubor hornin), který se vyznačuje opakovaným a vcelku pravidelným střídáním jílových nebo prachových břidlic s hruběji zrnitými sedimenty typu drob, pískovců nebo slepenců. Není výjimkou, že sedimenty obsahují i vysoký podíl karbonátů (vápnité břidlice).

Vzhledem k rytmickému střídání vrstev různé zrnitosti se můžeme setkat i s pojmem rytmity. Častým jevem v jednotlivých vrstvách je gradační zvrstvení, kdy na bázi vrstvy jsou uloženy hrubozrnné sedimenty a směrem do nadloží jsou zrnitostně jemnější.

Vznik flyšové litofacie je spojován s mořskou sedimentací na kontinentálním svahu. Z jeho horní části (na hranici s kontinentálním šelfem) se uvolňují mocné vrstvy sedimentů, které se pohybují gravitací ve formě turbiditních proudů k patě kontinentálního svahu. Zde znovu materiál sedimentuje v podobě flyšových sedimentů. Pohyb sedimentárního materiálu může být vyvolán ojedinělým zemětřesením nebo probíhající horotvornou činností.

Mocné flyšové komplexy najdeme na východním okraji České republiky v některých příkrovech vnějších Západních Karpat.

Koráli, stromatopory a krinoidea

Třída Anthozoa (korálnatci) jsou přisedlí, výlučně mořští láčkovci, v jejichž životním cyklu se objevuje pouze stadium polypa. Žijí jednotlivě i koloniově. Polyp si vytváří pevný vnější vápenitý skelet (koralit), nebo má vnitřní oporu těla z volných, ve tkáních uložených jehlic – spikul. V závislosti na způsobu tvorby koralitu, uspořádán, počtu sept a vodorovných přepážek se rozlišuje 5 podtříd korálnatců, z části dnes již vymřelých.

Koloniální korálnatci vyžadují stálou salinitu (27-38 ‰), teplotu vody okolo 20 °C a dostatek světla. Nejstarší korálnatci (tabulární koráli) se objevují v kambriu. V průběhu siluru dochází k rozmachu útesotvorných zástupců a jejich rozvoj pokračuje do středního devonu. K dalšímu rozvoji útesotvorných korálnatců dochází v juře a křídě. Po krizi útesotvorných organismů na konci křídly se korálové útesy v podstatě již se současnými taxony znovu objevují ve větší míře v oligocénu a miocénu (třetihory) a jejich tvorba pokračuje do současnosti.

Stromatopory (Stromatoporoidea) jsou vyhynulou skupinou výlučně mořských živočichů (třída polypovci), kteří si vytvářeli masivní kostry z uhličitane vápenatého. Základ vnitřní stavby kostry tvoří horizontální pláty spojené vertikálními sloupky. Dosahovali velikosti od několika mm do několika m. Uspořádání měkkých částí není známo. Stromatopory žily v mělkých a teplých mořích. Zejména v siluru a devonu představovali významnou složku útesotvorných organismů. Naposledy se objevují v eocénu (starší třetihory).

Třída krinoidea (lilijice) patří do kmene Echinodermata (ostnokožci). Jejich tělo má zpravidla pětičetnou symetrii a je kryto podkožní kostrou z uhličitane vápenatého. Vnitřní vápenitá kostra (téka) je tvořena kalcitovými deskami. Ostnokožci jsou obvykle odděleného pohlaví. Larvy žijí po určitou dobu planktonickým životem, pak se spouštějí ke dnu a mění se v paprscitě uspořádaného živočicha. Jsou výhradně mořskými živočichy.

Crinoidea (lilijice) mají téku lahvicovitého až kulovitého tvaru, složená je z několika prstenců desek. Téka obsahuje většinu orgánů a dělí se na kalich a temen. Lilijice mají úplnou trávicí soustavu, zahnutou do tvaru „U“. Z horní části kalicha vybíhají větvená nebo nevětvená ramena. Stonek bývá zakončen aparátem (holdfast), umožňujícím přichycení ke dnu nebo k plovoucím předmětům. Vyskytují se od spodního ordoviku po recent. Patří k důležitým horninotvorným organismům (krinoidové vápence).