



EVROPSKÁ UNIE
Evropské strukturální a investiční fondy
Operační program Výzkum, vývoj a vzdělávání



PETROGRAFIE

Ing. Jiří Mališ, Ph.D.



1 Definice a základní pojmy.....	3
2 Rozdělení hornin	4
3 Vyvřelé horniny	4
3.1 Vznik magmatických hornin	4
3.2 Stavba a klasifikace magmatických hornin.....	5
3.2.1 Textury magmatických hornin.....	5
3.2.2 Minerály magmatických hornin	7
3.2.3 Klasifikace magmatických hornin	7
3.3 Hlubinné horniny.....	8
3.4 Žilné horniny.....	12
3.5 Výlevné horniny.....	14
4 Usazené horniny.....	18
4.1 Vznik sedimentárních hornin	18
4.2 Sedimentační prostředí	18
4.3 Stavba sedimentárních hornin	20
4.4 Klasifikace sedimentárních hornin	23
4.5 Klastické sedimenty.....	23
4.5 Cementační sedimenty.....	28
5 Přeměněné horniny.....	30
5.1 Hlavní faktory a typy metamorfózy.....	30
5.2 Složení a stavba metamorfovaných hornin.....	32
5.3 Systematický přehled regionálně metamorfovaných hornin.....	34
5.4 Systematický přehled kontaktně metamorfovaných hornin	41

1 Definice a základní pojmy

HORNINY jsou přírodní nehomogenní minerální asociace různého složení, textury a struktury, které vznikly působením geologických procesů a v podobě různých horninových těles vytvářejí zemskou kůru. Chemické složení hornin nelze vyjádřit chemickým vzorcem, lze pouze provést kvantitativní chemickou analýzu, kterou určíme váhová procenta oxidu nejdůležitějších prvků, jako např. Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na.

HORNINOVÉ PROSTŘEDÍ se rozlišuje na:

A) HORNINOVÉ MASÍVY, což jsou horninová tělesa v přírodním stavu, jejichž celistvost je porušena diskontinuitami (např. plochami vrstevnatosti, břidličnatosti, puklinami, zlomovými poruchami).

B) HORNINOVÝ MATERIÁL, zahrnující:

kamenivo pro stavební účely které se dělí na kamenivo drcené (skalní horniny podrcené drtičem) a kamenivo těžené (vytěžené v přírodním stavu, např. písek nebo štěrk), stavební a dekorační kámen.

Horniny se skládají z minerálů neboli nerostů, u kterých je možné charakterizovat chemické složení, na rozdíl od heterogenních hornin, chemickým vzorcem. Jde tedy o jakési "stavební kameny" skládající systémy vyššího řádu, a to horniny. Přesto, že existují i horniny, které jsou složeny prakticky z jediného minerálu (jako např. vápenec nebo křemenec), není možné jejich celkový chemismus vyjádřit stechiometrickým vzorcem, protože vždy jsou přítomny i jiné minerály jako příměsi. Horniny tedy mají proměnlivé chemické složení.

MINERÁLY jsou anorganické homogenní sloučeniny, jejichž složení lze vyjádřit chemickým vzorcem nebo značkou, skupenství převážně pevného, někdy i kapalného, které jsou součástí zemské kůry. Vznikají přirozenými pochody, nezávisle na lidské činnosti a organismu. Lze je makroskopicky charakterizovat řadou znaků, které odrážejí chemické i fyzikální vlastnosti, typické pro daný minerál. Patří k nim především barva, štěpnost, tvrdost, hustota, lesk a habitus.

Minerály se mohou dělit podle celé řady kritérií. Základní mineralogické členění minerálů vychází z jejich chemismu a krystalové struktury. Pro praktické účely je důležité znát rozdělení minerálů na primární a sekundární.

PRIMÁRNÍ minerály se dále dělí na:

1. hlavní - podstatné, které jsou přítomny nejčastěji v podstatném množství a při určování hornin mají rozhodující význam (dělí se na světlé a tmavé),
2. vedlejší - podružné, minerály se vyskytují v podružném množství a nemají pro klasifikaci horniny zásadní význam. V jiných horninách se mohou vyskytovat i v podstatném množství,
3. akcesorické, jsou zastoupeny ve velmi malém množství (viditelné obvykle pouze pod mikroskopem).

SEKUNDÁRNÍ minerály jsou důležitými indikátory hydrotermálních přeměn nebo zvětrávání postihujících horniny a způsobující snížování jejich kvality z hlediska technických parametrů jako např. pevnosti, mrazuvzdornosti, nasákavosti a obrusnosti.

2 Rozdělení hornin

Horniny je možné dělit z mnoha hledisek. Pro základní představu je však nejvýhodnější členění na základě geologického prostředí a podmínek, ve kterých horniny vznikaly. Tomuto se říká genetické hledisko, podle kterého se horniny rozdělují do tří základních skupin. Horniny vyvřelé (magmatické), usazené (sedimentární) a přeměněné (metamorfované). V každé z těchto skupin se detailní klasifikace provádí podle odlišných kritérií, které budou probrány v dalších kapitolách.

I. HORNINY MAGMATICKÉ (VYVŘELÉ)

hlubinné (intruzivní, plutonické)

žilné

výlevné (vulkanické)

- paleovulkanity
- neovulkanity

II. HORNINY SEDIMENTÁRNÍ (USAZENÉ)

klastické (úlomkovité) - podle velikosti převládajících úlomků dělíme úlomkovité sedimenty na:

- pefity (> 2 mm)
- psamity (2 - 0,06 mm)
- aleurity (0,06 - 0,002 mm)
- pelity ($< 0,002$ mm)

biochemické

- organogenní
- chemogenní

Zvláštní postavení v systému hornin mají:

- vulkanoklastické horniny
- reziduální horniny

III. HORNINY METAMORFOVANÉ (PŘEMĚNĚNÉ)

kontaktně metamorfované

regionálně metamorfované (krystalické břidlice)

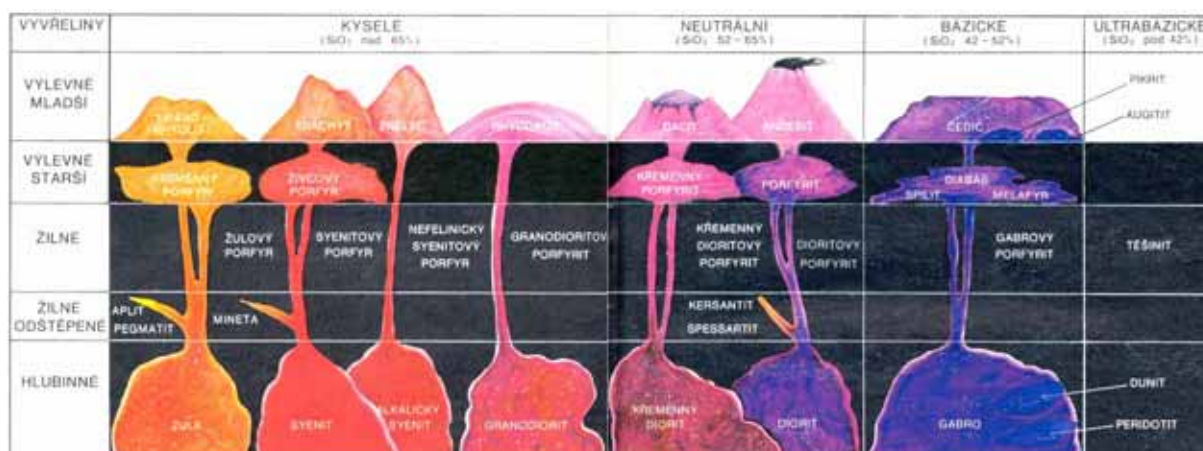
- ortobřidlice
- parabřidlice

3 Vyvřelé horniny

3.1 Vznik magmatických hornin

Magmatické neboli vyvřelé horniny vznikají krystalizací silikátové taveniny označované jako magma. Podle pozice v zemské kůře kde k této krystalizaci dochází, se vyvřelé horniny rozdělují na horniny hlubinné, žilné a výlevné. Vlivem různých zdrojů tepelné energie, ke kterým

patří především teplo vznikající třením podsouvající se jedné desky zemské kůry pod druhou nebo teplo vznikající radioaktivním rozpadem, může docházet až k roztavení hornin a ke vzniku tzv. magmatického krbu.



Schematické rozdělení různých typů vyvřelých hornin (Jakeš, 1984)

Pokud magma zůstane v hloubce uvnitř zemské kůry, dochází vlivem různého výchozího složení nebo různou diferenciací magmatu během pozvolného ochlazování, ke vzniku různých typů hlubinných vyvřelých hornin. Díky dlouhotrvající krystalizaci (řádově mil. roků) se hlubinné horniny vyznačují makroskopicky zrnitou hmotou. Velikost minerálů se zpravidla pohybuje od několika milimetrů až do několika centimetrů.

Má-li magma možnost prostupovat podél tektonických trhlin směrem k zemskému povrchu, vznikají v případě utuhnutí magmatu v puklinách deskovitá tělesa různé mocnosti. Někdy dochází i k jejich větvení a v příčném pohledu pak připomínají žíly v lékařském smyslu, od čehož je odvozen název žilných hornin. Tyto horniny se nezdá vyznačují hmotou, ve které jsou větší, okem viditelné krystaly minerálů obklopeny jemně zrnitou hmotou, která utuhla až v puklině rychlejším ochlazováním. Vyšší koncentrací těkavých složek, jako H₂O, CO₂, F, B, může krystalizace i v těchto místech vést ke vzniku zvláštní žilné horniny pegmatitu s krystaly o rozměru i několik decimetrů. Dostoupí-li magma až k zemskému povrchu a dojde k jeho výlevu, vznikají horniny výlevné, označované také jako vulkanity. Ochlazování taveniny na povrchu (lávy) probíhá ve srovnání s předchozím velmi rychle, a to podmiňuje často makroskopicky celistvý vzhled hmoty vulkanitů.

Uvedené rozlišení na základě zrnitosti je hrubé a v některých případech se můžeme setkat např. s jemně zrnitou hlubinnou horninou z okraje plutonického tělesa, mající již charakter žilné horniny nebo s žilnou horninou upomínající hmotou horninu výlevnou. V takových případech je pro správné určení horniny nezbytné ověřit charakter geologického tělesa v terénu.

3.2 Stavba a klasifikace magmatických hornin

3.2.1 Textury magmatických hornin

Textura horniny je soubor charakteristických znaků, které jsou podmíněny uspořádáním nerostných součástek v prostoru, jejich velikostí, omezením, stupněm krystalizace a vyplněním prostoru hmotou. Pro makroskopické rozlišování hornin jsou textury velmi důležité, protože odráží podmínky vzniku horniny, ze kterých vychází základní členění hornin na vyvřelé, usazené a přeměněné. Používají se i jako jedno z klasifikačních kritérií. Textury se rozlišují především na základě těchto hledisek:

- orientace a rozložení součástí (např. všesměrná, šmouhovitá, kulovitá)
- vyplnění prostoru horninovým materiálem (např. masivní, pórovitá, mandlovcovitá)
- velikosti zrn (podle skutečné velikosti např. jemně zrnitá, hrubě zrnitá, nebo podle relativní velikosti porfyrická, stejnoměrně zrnitá)
- stupně krystalizace (např. holokrystalická) omezení minerálů (např. hypidiomorfní)

Nejtypičtější texturou vyvřelých hornin, zvláště plutonitů, je textura všesměrně zrnitá. Hmota horniny se jeví při pohledu z různých směrů stejná. Anizometrické krystaly jsou orientovány všemi směry a nevykazují přednostní orientaci. Méně běžná je proudovitá neboli fluidální textura se zjevnou přednostní orientací, která může být zpodobněna uspořádáním anizometrických krystalů nebo protažením pórů u výlevných hornin do směru pohybu lávy. Některé granitoidy se ojediněle vyznačují kulovitou texturou. Značná část horniny je uspořádána do více méně kulovitých útvarů s koncentrickou stavbou, mezery jsou vyplněny běžnou stejnoměrně zrnitou základní hmotou.

Podle toho jakým způsobem vyplňuje hmota horniny prostor, se u vyvřelých hornin rozlišují textura kompaktní neboli masivní, u které hmota vyplňuje prostor souvisle a textura pórovitá, typická pro výlevné horniny, u níž prostor není zcela vyplněn. Pórovitá hornina obsahuje různé velké póry zpravidla oválného tvaru, které vznikají uvolněním plynů z horniny. Jejich velikost se může pohybovat od zlomků milimetrů do několika decimetrů. Dojde-li později k zaplnění pórů nějakým minerálem za postvulkanických procesů, vzniká textura mandlovcovitá. Zvláštním případem je textura pěnovitá, kde jsou mezi jednotlivými dutinami jen velmi tenké stěny sklovité hmoty. Velice důležitou kategorií textur vyvřelých hornin jsou textury vyjadřující průměrnou absolutní velikost zrn. Zrnitost horniny často velmi dobře charakterizuje podmínky, za kterých hornina vznikala, a je tedy důležitým hlediskem při makroskopickém určování hornin. Důležitá je i souvislost mezi velikostí zrna a některými fyzikálně-mechanickými vlastnostmi.

Tabulka: Textury vyvřelých hornin podle průměrné absolutní velikosti zrna

Označení textury	Průměrná velikost zrna (mm)	Příklady hornin
velkozrná	nad 33	
velmi hrubozrná	33 až 10	pegmatit
hrubozrná	10 až 3,3	
středně zrnitá	3,3 až 1	hlubinné horniny
drobně zrnitá	1 až 0,33	
jemně zrnitá	0,33 až 0,1	základní hmota žilných hornin
velmi jemně zrnitá	0,1 až 0,01	základní hmota výlevných hornin
makroskopicky celistvá	pod 0,01	

Podle relativní velikosti zrna lze rozlišit texturu stejnoměrně zrnitou s řádově stejně velkými minerály a texturu porfyrickou. Ta se vyznačuje relativně velkými krystaly obklopenými jemnozrnnější základní hmotou. Větším krystalům se říká porfyrické vyrostlice. Porfyrická textura je běžná u některých hornin výlevných a žilných.

Podle stupně krystalizace hmoty horniny lze vyčlenit texturu holokrystalickou s plně vykrytalizovanou hmotou, texturu hypokrystalickou, kde vedle krystalů je v horninové hmotě přítomno i sklo a texturu hyalinní neboli sklovitou, v případě, že většina hmoty vlivem rychlého ochlazení utuhne jako sklo (vulkanická skla). Textury hypokrystalická a sklovitá se vyskytují pouze u hornin výlevných.

Minerály v hornině bývají různě dokonale omezeny krystalovými plochami. Podle stupně omezení se rozlišují idiomorfně (dokonale) omezené minerály, které jsou ohraničeny vlastními krystalovými plochami. Hypidiomorfně omezené minerály jsou ohraničeny vlastními krystalovými plochami jen z části. Částečně jsou nepravidelné, protože se při svém růstu musely přizpůsobit již dříve vykrytalizovaným minerálům. Alotriomorfně omezené minerály jsou zcela nepravidelné. Jsou to obvykle ty, které krystalizují z taveniny jako poslední (např. křemen).



Schematické naznačení stupně omezení (idiomorfie) krystalů ve vyvřelých horninách. Zleva – idiomorfní, hypidiomorfní a alotriomorfní omezení.

3.2.2 Minerály magmatických hornin

Pro přehled je zde uveden pouze výčet nejdůležitějších minerálů, běžně se vyskytujících ve vyvřelých horninách. Mezi hlavní (horninotvorné) minerály, zastoupené ve většině hornin i v největším objemovém množství, patří skupina živců. Ty se dělí podle přítomných kationtů na živce draselné, označované obvykle K-živce, a na živce sodno-vápenaté, značené Na-Ca živce tzv. plagioklasy.

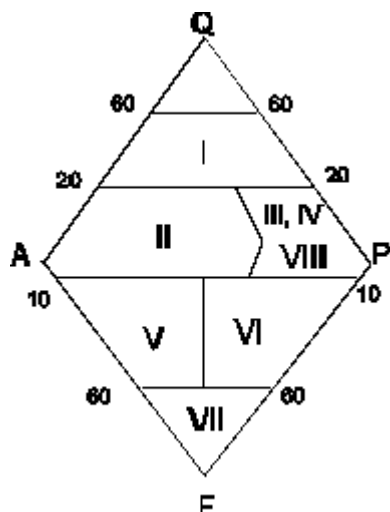
Dále je velmi běžným a důležitým minerálem křemen, který spolu s živci má zásadní klasifikační význam. Následující minerály se v nejrozšířenějších typech hornin zpravidla vyskytují jako minerály vedlejší. Jsou to slídy muskovit a biotit, dále amfiboly, pyroxeny, foidy, a zcela v akcesorickém množství pak turmalín, granát, olivín, analcim a ze sulfidů pyrit.

3.2.3 Klasifikace magmatických hornin

Základní rozdělení vyvřelých hornin je možné provést z genetického hlediska na horniny hlubinné, žilné a výlevné.

Podrobné členění vychází z kvantitativního zastoupení vybraných horninotvorných minerálů. Tato klasifikace byla vypracována mezinárodní komisí Mezinárodní unie geologických věd na podkladě návrhu A. Streckeisena v roce 1972. Podle něho se označuje jako Streckeisenova klasifikace plutonických hornin a je mezinárodně uznávána. Ke klasifikačním účelům se využívá těchto minerálů:

Q - křemen, A - alkalické živce, P - plagioklas, F - foidy, M - mafické (tmavé) minerály. Horniny s obsahem mafických minerálů do 90 % se klasifikují podle světlých minerálů, s vyšším obsahem, podle tmavých minerálů. Klasifikační diagram má podobu dvojitého trojúhelníka s vrcholy Q, A, P, F u hornin s $M < 90\%$, přičemž je nutné světlé součástky přepočítat na 100 (tj. $Q + A + P = 100$ nebo $A + P + F = 100$). Přesné zařazení do diagramu je možné až po kvantitativní mikroskopické analýze obsahu minerálů z výbrusu horniny. Vysvětlivky k diagramu: I - granitoidy, II - syenitoidy, III - dioritoidy, IV - gabroidy, V - foidové syenitoidy, VI - foidové dioritoidy, VII - foidotity, VIII - anortozity (horniny tvořené převážně z plagioklasů).



Podle celkového obsahu SiO_2 (oxidu křemičitého) ve všech minerálech se vyvřeliny rozdělují na horniny:

kyselé (obsah SiO_2 - nad 65%), pro které je typické to, že obsahují také křemen v podstatném množství. Jsou to např. všechny granitoidy.

intermediární (obsah SiO_2 - 52 až 65 %), které prakticky křemen neobsahují nebo jen v nepatrném množství. Běžnými intermediárními horninami jsou syenit nebo diorit.

bazické (obsah SiO_2 - 44 až 52 %) horniny jsou bezkřemenné, bohaté na tmavé minerály jako je amfibol, pyroxen, olivín.

ultrabazické (obsah SiO_2 - pod 44%) jsou složeny výhradně z tmavých minerálů. Klasifikace založené na celkovém chemizmu jsou účelné jen pro některé typy hornin, zvláště pro vulkanity a pro řešení genetických problémů.

Pro účel hrubšího makroskopického určování je výhodné vycházet z rozdělení vyvřelých hornin na základě hlediska genetického a podle obsahu křemene, typu živců a množství foidů.

3.3 Hlubinné horniny

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných hlubinných vyvřelin naleznete v obrazové příloze I)

Žuly (granity)

Žuly jsou převážně světlé horniny. Často mají porfyrickou strukturu; vyrostlice, někdy až 10 cm velké, tvoří převážně draselný živec. Hlavními složkami jsou křemen, draselný živec (ortoklas nebo mikrolin) a kyselý plagioklas (oligoklas, andezín). Z tmavých součástí je nejhojněji zastoupen biotit, méně často muskovit nebo amfibol, někdy i turmalín. Žuly s výraznou převahou draselného živce jsou poměrně méně hojné, nejčastěji je stejné množství K-živce jako plagioklasu, někdy K-živec jen mírně převládá. Vzájemný poměr světlých součástí je obvykle

blízký k eutektiku. Žuly vystupují buď v samostatných tělesech nebo společně s příbuznými typy vyvřelin (granodiority aj.). Jejich vznik není dodnes jednoznačně vyřešen. U některých lze předpokládat a někde i prokázat vznik pomalou překrytalizací usazených hornin za vysokých teplot a tlaků. Takové žuly vystupují zejména ve starých štítech (Kanada, sibiřská platforma, Skandinávie). Intruzivní žuly pronikají do míst svého tuhnutí většinou v závěru nebo po hlavních horotvorných pochodech určité orogeneze. Na výskyt jejich speciálních odrůd bývají vázána důležitá ložiska nerostných surovin, zejména cínu, wolframu a vzácných prvků, dále též olova, zinku a stříbra.

Žuly zvětřávají poměrně snadno, někdy za vzniku kulovitých balvanů. Hodí se většinou velmi dobře ke kamenickému zpracování a leštění a poměrně řídké rozpukání umožňuje v některých oblastech vylomení i ohromných bloků nebo monolitů.

V Českém masívu jsou žuly hojně rozšířeny a tvoří podstatnou část zvláště okrajových pohoří Čech. Je to zejména masív Krkonoš, masívy Krušných hor, Smrčín a Císařského lesa, tiský masív jz. od Rakovníka, drobnější tělesa ve středočeském plutonu (říčanská žula aj.) a velké části moldanubického plutonu na Šumavě, v Novohradských horách a na Českomoravské vrchovině. Menší masívy vystupují též v Železných horách a u Žulové ve Slezsku. Na Slovensku jsou žuly zastoupeny vedle převažujících granodioritů v jaderných pohořích karpatských, hlavně v Nízkých Tatrách a ve Slovenském rudohoří. Většina žul Českého masívu i Karpat patří do variské epochy vrásnění a jejich stáří se pohybuje mezi 340-260 milióny let. Z Česka zasahují žuly do sousedních států, zejména do Polska a do SRN. Z nesčetných světových výskytů je možno se zmínit o žulách cínonosných z Cornwallu v Anglii a o žulách rapakivi z Finska (amfibolicko-biotitické s velkými vyrostlicemi). Nejdůležitější lomařské oblasti v ČR jsou zejména na Českomoravské vrchovině (zde byl vylomen i známý monolit z Pražského hradu; Řánská, Mrákotín, Lipnice a četné jiné), v tiském masívu, v žulovském masívu a krkonoško-jizerském masívu. Cílem těžby je hlavně materiál stavební, materiál na ušlechtilé kamenické práce a v menší míře i na štěrk a dlažební kostky.

Granodiority

Granodiority jsou nejrozšířenější hlubinné vyvřeliny na zemském povrchu a tvoří také masívy největších rozměrů. Řada hornin označovaných v technické praxi jako žuly patří podle svého složení mezi granodiority. Skládají se převážně z křemene, plagioklasu a draselného živce z tmavých součástí je to nejčastěji biotit, běžně i obecný zelený amfibol. V porfyrických typech jsou vyrostlice tvořeny draselným živcem nebo plagioklasem. Poněkud odlišný typ granodioritů tvoří tmavé, porfyrické amfibolicko-biotitické granodiority, přecházející do tmavých žul a syenitů. Pro masívy granodioritů bývá typická značná stejnorodost horniny, zejména u typů biotitických. Amfibolicko-biotitické granodiority bývají již méně homogenní, často obsahují tmavé amfibolické nahloučeniny a uzavřeniny, někdy i velké a hojné kry bazičtějších vyvřelých hornin.

Na granodioritové masívy jsou vázána zvláště ložiska zlata, dále i olova, zinku, mědi a jiných prvků. Vzhledem k výhodným technickým vlastnostem jsou granodiority jedním z nejvhodnějších horninových materiálů pro kamenické a stavební účely i pro výrobu dlažebních kostek.

V Česku tvoří granodiority podstatnou část všech těles hlubinných vyvřelin v Českém masívu i v Karpatech. Nejvíce jsou těženy v širším okolí Blatné (tzv. blatenský granodiorit) jako materiál kamenický, na Hudčicku u Březnice tmavší amfibolicko-biotitické granodiority byly cenným dlažebním materiálem (značná část Vídně byla vydlážděna kostkami z těchto lomů, je

použit hojně i na dlažby v metru - např. stanice Muzeum). Granodiority, které byly postiženy mladšími horotvornými pochody, jsou zbřidličněny a nepravidelně rozpukány, takže se hodí pouze na výrobu silničního a stavebního štěrku. Jsou to zejména výskyty v okolí Litic nad Orlicí, na Leskounu u Mor. Krumlova v brněnském masívu, východně od Znojma v dyjském masívu a všechny masívy vystupující ve slovenských Karpatech.

V částech Českého masívu za hranicemi jsou známy rozsáhlé lomy u Mauthausenu v Rakousku v granodioritech moldanubického plutonu, významné lomařské oblasti v lužickém masívu v SRN aj. Rozsáhlé granodioritové masívy se vyskytují prakticky ve všech oblastech, kde jsou rozsáhlé komplexy krystalických břidlic (jaderná pohoří alpská, střední Finsko, Massif Central ve Francii, pyrenejské granodioritové masívy, masívy již. Anglie, rozsáhlý kalifornský pluton v USA, ukrajinský štít, Kazachstán apod.).

Syenity

Název syenit, podle lokality v horním Egyptě, pochází již z antiky. Barva syenitů může být značně rozdílná. Hlavní součástí syenitů jsou živce přičemž draselné živce (ortoklas, mikrolin, perthit) převládají nad plagioklasem (oligoklas až andezín). Křemen bývá zastoupen pouze akcesoricky. Z tmavých součástí obsahují nejčastěji amfibol a biotit, méně hojně jsou syenity s biotitem a pyroxenem. Některé typy syenitů obsahují mnoho tmavých součástí (tzv. durba-chity).

Syenity tvoří jen zřídka samostatná homogenní tělesa, většinou přecházejí do žul, granodioritů nebo dioritů; jiné jsou naopak spjaté s horninami alkalickými. Nepřítomnost křemene odlišuje syenity dobře od žul a granodioritů, převaha draselného živce od monzonitů, monzodioritů a dioritů. Syenity mají často vhodné mechanické vlastnosti. Světlé typy se užívají na ušlechtilé kamenické a obkladové práce, tmavé odrůdy jsou vhodné jen na hrubší práce. Většina tmavých hornin uváděných jako „syenity“ v kamenické obchodní praxi nejsou syenity v petrografickém smyslu. Jde většinou o diority, gabry, diabasy nebo jiné horniny tmavého zbarvení. Na okolí masívů tmavých syenitů jsou vázány výskyty lithných pegmatitů, známé jako bohatá mineralogická naleziště.

V Českém masívu nejsou syenity příliš rozšířeny. Amfibolicko-biotitické odrůdy tvoří partie v jv. části středočeského plutonu v širším okolí Petrovic (typ „Čertovo břemeno“) a dále velké části masívu třebešsko-meziříčského na Českomoravské vrchovině. Místy byly užívány již ve středověku jako stavební materiál (např. raně gotická bazilika v Třebíči). Biotiticko-pyroxenické syenity vystupují ve větším tělese u Tábora a menším samostatném masívu u Jihlavy. Světlé syenity s poměrně malým obsahem amfibolu jsou známy z okolí Meissen v SRN (tzv. míšeňský syenit). Syenity spjaté s alkalickými horninami jsou známy prakticky ze všech význačných alkalických oblastí, např. z území Assynt v sz. Skotsku, z okolí Osla v Norsku, z poloostrova Kola v Rusku, z Madagaskaru, USA i odjinud.

Diority

Diority tvoří svým chemismem i minerálním složením přechodnou skupinu mezi horninami kyselými - granity a granodiority - a bazickými gabry. Světlé součásti jsou v nich zastoupeny téměř výhradně plagioklasem (nejčastěji andezinem), křemen a draselný živce mohou být zastoupeny pouze akcesoricky. Z tmavých součástí je nejběžnější amfibol, biotit je méně častý, stejně i monoklínický pyroxen. Od granodioritů a tonalitů odlišuje diority hlavně tmavší barva a nepřítomnost křemene i draselného živce. Od gabry je hlavním odlišovacím znakem bazicita plagioklasu ($> \text{An } 50$).

Diority vystupují převážně jen v malých tělesech, vázaných na rozsáhlejší magmatické komplexy, někdy tvoří jen drobné pecky a kry v granodioritech. Jejich vznik bývá obvykle dosti složitý a vedle typů vzniklých krystalizací magmatu jsou známé i typy vzniklé rekrytalizací bazických vulkanitů nebo metamorfovaných hornin. Zvětrávají často kulovitě, u šmouhovitých typů nerovnoměrně. Mechanické vlastnosti dioritu jsou výborné. Mají obvykle značnou pevnost v tlaku, jsou houževnaté a dobře lešitelné.

V Česku jsou rozšířeny hlavně diority amfibolické nebo biotiticko-amfibolické, např. v žulovském masívu ve Slezsku, při východním okraji dyjského masívu vých. od Znojma, v brněnském masívu, v železnohorském plutonu. Diority s amfibolem a pyroxenem se vyskytují u Mutěnic v jz. Čechách (sz. od Poběžovic), v kdyňském bazickém tělese na sz. okraji Šumavy aj. Znamé jsou diority např. z oblasti hlubinných masívů ve stř. Finsku, Norsku, z oblasti kalifornského plutonu v USA, Kanady a z mnoha dalších míst.

Gabra

Gabro je starý italský kamenický název, petrograficky definovaný H. Rosenbuschem. Gabra jsou horniny složené z bazických plagioklasů (labradoritu, bytownitu) a z tmavých součástí, z nichž bývá zastoupen pyroxen (diopsid, diallag), někdy i rombický pyroxen (bronzit, hypersiten) a obecný amfibol zelený a hnědý. Horniny pouze s kosočtverečným pyroxenem bývají označovány jako *n o r i t y*. V některých typech gaber a noritů bývá přítomen i olivín. Akcesorické rudní minerály (magnetit, pyrrhotin, ilmenit) se mohou nahromadit někdy v takovém množství, že hornina sama je rudou a bývá těžena jako zdroj některých kovů (např. Ni). Od dioritů se liší gabra bazicitou plagioklasu a většinou též vyšším obsahem tmavých součástí.

V přírodě vystupují gabra v podobně pňů nebo menších těles, někdy obklopených jinými odrůdami bazických hornin (amfibolity ap.). Často tvoří jen součást daleko rozsáhlejších vyvřelých komplexů bazického nebo intermediárního složení. Gabra se při větrání poměrně snadno rozpadají za vzniku kulovitých balvanů. Poskytují vynikající materiál na výrobu kamenických výrobků, zejména leštěných.

V Česku tvoří gabra většinou jen zcela drobná tělesa, hlavně ve středočeském plutonu mezi Sázavou a Březnicí. Zde je řada lokalit, v nichž byla těžena jako ozdobný kámen (Pecerady, Todice), malá tělesa vystupují též u Kdyně, Petrovic u Rakovníka, na Špičáku v Orlických horách (s hojným ilmenitem), u Slavonic a Korolup na již. Moravě, u Tišnova a ve významném rozsáhlejší masívu u Ranska.

Ve světě jsou nejznámější gabrová a noritová tělesa vázána na ohromné bazické masívy např. v Kanadě (Sudbury), kde jsou v nich ložiska niklových rud a v jižní Africe, v tzv. bushveldském bazickém komplexu (s ložisky platiny, chrómu, niklu a dalších kovů). Znamý je i stillwaterský komplex v USA, Ural v Rusku, střední Finsko, Nowa Ruda v Polsku aj. Gabra jsou též významnou součástí oceánské kůry a ofiolitových komplexů.

Gabra jsou horniny převážně tmavé. Příbuzné s nimi jsou však i některé horniny složené prakticky jen ze světlých minerálů, plagioklasů, tzv. anortozity. Plagioklasem je nejčastěji bytownit nebo labradorit (tzv. labradoritity). Anortozity, přestože jsou složeny téměř výhradně z plagioklasů, bývají dosti tmavé, často s krásnou měnou barev. Anortozity a labradoritity jsou vyhledávaným obkladovým materiálem. U nás se anortozity vyskytují jen v podobě nepatrných smouh v gabrech (Orlovice u Kdyně). Největší masívy těchto hornin (o ploše desítek tisíc km²) jsou známy z Labradoru v Kanadě. Větší masívy anortozitů též v USA (Adiron-

dack, komplex Stillwater), v Madrasu v Indii, v Norsku (Trondheim) a na Ukrajině. Anortozity jsou i podstatnou součástí kůry Měsíce. budují tzv. měsíční pevniny.

Ultramafické horniny

Ultramafické horniny se vyznačují nepatrným obsahem nebo nepřítomností světlých horninotvorných součástí. Naproti tomu se v nich vyskytují hojněji minerály rudní, ať již oxidické nebo sulfidické (chromit, magnetit, pyrrhotin, chalkopyrit). Ultramafické horniny jsou děleny podle přítomnosti a druhu tmavého minerálu. Jejich hlavní nerostné součásti jsou zejména olivín, romhické i monoklinické pyroxeny, méně též amfibol. Ultramafika jsou dělena hlavně podle přítomnosti olivínu do tří hlavních skupin

Dunity - složené téměř výhradně z olivínu;

Peridotity - kde vedle olivínu je zastoupen podstatně pyroxen nebo amfibol nebo jiný silikátový nerost.

Pyroxenity, amfibolovce, biotitovce - olivín není přítomen nebo jen akcesoricky, hlavní složku tvoří obvykle jeden z uvedených silikátů.

Rozsáhlejší tělesa tvoří peridotity v již zmíněných ofiolitových komplexech, např. v Kalifornii, Ománu, ostrově Rhodu, na Urale aj. Řada typů je zastoupena i v bazickém masívu v pohoří Bükk v Maďarsku, dále ve Švédsku, v Harzu v SRN, v Pyrenejích ve Francii, v Lewisian-komplexu ve Skotsku aj.

Pyroxenity bývají buď monominerální, složené téměř výhradně z jednoho druhu pyroxenu, jehož název pak nesou (bronzitity, hyperstenity, diallagity apod.) nebo ze dvou či více druhů pyroxenů a mívají pak speciální názvy. Samostatná tělesa většinou netvoří a vystupují pospolu a jinými ultrabaziky nebo v bazických masívech s gabry a nority. Větší výskyty jsou zejména na Urale, ve Štýrsku (Rakousko), v oblasti Assynt ve Skotsku, u nás na sev. Moravě v bazickém pruhu sz. od Šumperka.

Amfibolovce (hornblendity) jsou složeny téměř výhradně z obecného amfibolu, akcesoricky mohou obsahovat olivín, pyroxeny, biotit a rudy. Většinou tvoří jen smouhy v gabrech nebo zcela drobná tělesa. V ČR jsou známy od Kojetína u Milína, v cizině např. z pohoří Bükk v Maďarsku, z Uralu, Švédska, Portugalska, z francouzských Pyrenejí atd.

3.4 Žilné horniny

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných žilných vyvřelin naleznete v obrazové příloze II)

Žilné vyvřelé horniny vznikly podobně jako ostatní vyvřeliny utuhnutím magmatu. Na rozdíl od hornin hlubinných vytvářejí drobnější deskovitá tělesa - žíly, které vznikají vyplněním trhlin v zemské kůře. Trhliny mohou být i mnoho kilometrů dlouhé a zasahují obvykle do značných hloubek, zato vzdálenost jejich stěn (mocnost) bývá oproti ostatním dvěma rozměrům nepatrná.

Tvar těles je tedy jedním z hlavních znaků žilných hornin. Dalším významným znakem je struktura. Jelikož žíly tvoří drobná tělesa, krystalizace probíhá podstatně rychleji než u hornin hlubinných. Vyznačují se proto mnohem jemnějším zrnem (jemnozrnné až makroskopicky celistvé), obsahují dokonce sklo. Magma, které pronikalo do trhlin, většinou již obsahovalo část vykrystalovaných horninotvorných nerostů, které vyrostly v období klidu před intruzí. Tyto nerosty se odlišují výrazně svou velikostí i krystalovým omezením od ostatní hmoty horniny, vykrystalované až přímo na místě. Porfyrická struktura je u žilných hornin nejhojnější, podstatně vzácněji se vyskytují horniny rovnoměrně zrnité.

Složení žilných hornin odpovídá látkově i nerostně složení hornin hlubinných a mezi žilnými typy nalézáme prakticky všechny jejich ekvivalenty. Žilné horniny můžeme rozdělit do tří skupin, které se liší vznikem i celkovým charakterem.

A. Porfiry a porfyrity - tj. horniny s porfyrickou strukturou. Vystupují v podobě drobných pňů a žil v sepětí s alkalickými masívy hlubinných vyvřelin nebo s alkalickými vulkanickými centry. Jejich vznik není jednoznačně vysvětlen. Podle některých autorů jde o pravé magmatické horniny.

B. Aplity a pegmatity - podstatně světlejší, na tmavé součásti chudší a chemicky kyselejší, než jsou hlubinné masívy, s nimiž souvisejí geneticky nebo prostorově. Vznikly odštěpením kyselé, lehčí frakce magmatu. Při malém obsahu těkavých látek utuhly jemnozrně jako aplity; nahromadění těkavých látek ve velkém množství umožnilo vznik velmi hrubozrnných žitných těles - pegmatity.

C. Lamprofyry - tmavé žilné horniny, jejichž původ a vztah k masívům hlubinných vyvřelin, s nimiž jsou prostorově spjaty, není zatím spolehlivě objasněn. Strukturu mají většinou porfyrickou, na rozdíl od porfyrů a porfyrítů jsou v lamprofyrech vyrostlice zastoupeny jen tmavými minerály (hlavně amfibol, pyroxen, biotit).

Žulové porfiry

Hlavní součástí žulových porfyrů jsou živce (alkalický živec převládá nad plagioklasem nebo je s ním v rovnováze) a křemen, z tmavých nerostů hlavně biotit, vzácněji amfibol a diopsidický pyroxen. Všechny tyto nerosty vystupují jako vyrostlice i jako složky základní hmoty. U některých žil je dobře patrné usměrnění živcových vyrostlic paralelně s jejich stěnami. Při okrajích těles bývají žulové porfiry vyvinuty jemnozrněji v důsledku rychlejšího ochlazení a často i bez vyrostlic; mají tmavší zabarvení (způsobené větším rozptýlením tmavých součástí a ne jejich větším množstvím). Žulové porfiry přecházejí někdy do syenitových porfyrů nebo granodioritových porfyrítů.

Žulové porfiry tvoří nejčastěji pravé žíly, často i značných délek, drobné masívky nebo okrajové facie větších žulových masívů. Jelikož jsou mechanicky odolné proti zvětrávání, bývají vypreparovány a vystupují v krajině jako dlouhé, dosti nápadné hřbety (např. v okolí Blatné v Čechách žíly dlouhé až 20 km). Žulové porfiry jsou hojné ve všech granitoidních masívech. U nás se vyskytují zejména ve středočeském plutonu (na Horažďovicku, Blatensku, v Povoltaví), vzácněji jsou v plutonu moldanubickém a krušnohorském.

Granodioritové porfyrity

Granodioritové porfyrity jsou svým vzhledem, složením a geologickým vystupováním velmi blízké žulovým porfyrům. Hlavní nerostné složky jsou živce (plagioklas ve výrazné převaze nad alkalickým živcem), křemen, biotit, amfibol a pyroxen. Nejběžněji se v našich terénech vyskytují granodioritové porfyrity biotitické, hojné jsou i amfibolicko-biotitické; odrůdy pyroxenicko-biotitické jsou poměrně vzácné. Spolu s žulovými porfiry vystupují granodioritové porfyrity v oblastech granitoidních masívů. U nás jsou známy zejména v jz. a z. části středočeského plutonu, např. z okolí Kozárovic z Dolního Nerestce.

Žulové aplity a pegmatity

Žulové aplity jsou nejhojnější aplitické horniny vůbec. Jejich hlavní složkou je draselný živec (ortoklas nebo mikroklin), plagioklas (albitoligoklas, oligoklas) a křemen. Tmavé minerály jsou přítomny jen ve velmi podřízeném množství, a to nejčastěji biotit, někdy i muskovit.

Poměrně častou součástí aplitů je turmalín, který se často shlukuje do skvrnitých útvarů (někdy s radiální stavbou, tzv. turmalínové slunce). Žíly aplitů jsou hojné ve všech granitoidních tělesech. V některých případech přecházejí aplitové žilky do středu do partií pegmatitových. Aplitové žíly vystupují i v oblastech krystalických břidlic, zde však bývá jejich tvar nepravidelnější a rychle se mění jejich směr i mocnost. Tyto aplity nejsou často magmatického původu. Aplitické žíly bývají většinou dosti intenzívně rozpukány, a proto se hodí pouze na šterk nebo lomový kámen. V poslední době se stávají aplity důležitou keramickou surovinou a mohou v mnoha případech sloužit jako náhrada za živec.

Žulové aplity jsou zastoupeny ve všech oblastech krystalinika Českého masívu i v karpatských jádrech na Slovensku. Hojné jsou zejména v granitoidních masívech a v jejich blízkém okolí (středočeský pluton, moldanubický pluton). Rovněž v jiných oblastech krystalinika jsou nejběžnějšími horninami.

Žulové pegmatity jsou v podstatě shodného minerálního složení jako aplity, liší se od nich zejména velikostí zrna. V mocnějších pegmatitových žilách lze obvykle rozlišit od okrajů do středu několik zón, lišících se strukturně, velikostí zrna i minerálním obsahem. Při okraji žíly bývá vyvinuta jemnozrnná zóna s aplitickou strukturou, dále do středu je obvykle zóna složená z křemene a živce, které písčinkovitě (graficky) prorůstají a kde velikost zrna je již podstatně větší. Další zóna je hrubozrnná, pegmatitická a zcela uvnitř bývají vyvinuty tzv. blokové pegmatity s krystaly živce a křemene velkými několik dm až m. Při okraji blokové zóny jsou často starší minerály metasomaticky zatlačovány minerály novými. Hlavní nerostné součástky jednotlivých zón zůstávají stále tytéž - draselný živec, plagioklas (albit-oligoklas), křemen. V okrajové zóně k nim přistupuje v malém množství biotit, někdy i turmalín. V hrubozrnné zóně bývá běžný turmalín, muskovit a též biotit. Metasomatické partie na okrajích blokové zóny nebo i uvnitř obsahují největší bohatství pegmatitových minerálů. Vedle hojného muskovitu to bývají turmalíny (často v zelené či modré odrůdě nebo fialový rubellit), amblygonit, beryl, kolumbit-tantalit, zirkon, kasiterit, lepidolit, spodumen, uranin, fosfáty Mn a mnoho dalších. Pegmatity stejně jako aplity jsou vázány svým výskytem na oblasti granitoidních těles nebo na jejich blízkost.

Pegmatity jsou zdrojem cenných surovin. Čistý živec z blokových zón je vhodný na výrobu kvalitních glazur, živec a křemen zóny grafické na výrobu porcelánu, tabulkový muskovit pro elektrotechniku. Pegmatity s vyvinutými metasomatickými zónami jsou někdy zdrojem vzácných prvků, zejména berylia, lithia, rubidia, niobu a tantalu, zirkonia a jiných. V ČR jsou pegmatity velmi hojně zastoupeny a jsou známy po celém světě svým minerálním bohatstvím. Prosluly tak zejména pegmatity na Písecku a pegmatity na západní Moravě (Dolní Bory, Rožná, Cyrilov, Vídeň a řada jiných lokalit). Pro keramický průmysl se těží na Domažlicku a na západní Moravě. Výskytům pegmatitů je ve světě věnován velký zájem. Známé jsou pegmatity z USA (j. Dakota), těžené jako zdroj lithia s krystaly spodumenu až 14 m dlouhými, pegmatity v j. Norsku, na Urale, v Indii, na Madagaskaru aj.

3.5 Výlevné horniny

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných výlevných vyvřelin naleznete v obrazové příloze III)

Ryolity

Ryolity jsou velmi hojné výlevné horniny, které svým složením odpovídají žulám. Jejich textura je často proudovitá, masivní nebo pórovitá. Vyrostele tvoří zejména sanidin, v malé míře i kyselý plagioklas, křemen, biotit vzácně i amfibol nebo pyroxen. V základní hmotě jsou obsa-

ženy tytéž minerály a často i sklo. Některé výskyty ryolitů bývají intenzivně rozloženy postvulkanickými hydrotermálními pochody - kaolinizovány nebo alunitizovány.

Ryolity tvoří v přírodě proudy, někdy i vytlačené kupy, často jsou vyvinuty i ve formě vulkanických brekcií, ignimbritů nebo tufů i vulkanických skel (obsidián, smolek, pemza). V přírodě vystupují spolu s dacity a andezity v oblastech pásemných pohoří.

Fyzikální vlastnosti ryolitů záleží hlavně na jejich pórovitosti. Pevnost v tlaku se pohybuje mezi 400-2600 kg/cm². Odlučnost ryolitů je deskovitá nebo kvádovitá, někdy jsou i nepravidelně rozpukány. Proto lze použít ryolity často jenom na drti a šterk nebo jako neopracovaný kámen. Jen některé odrůdy se hodí i na kamenickou práci (Hliník na Slovensku, Tatobity v jižní části Krkonošského podhůří). Pórovité odrůdy ryolitů byly používány jako brusné nebo mlýnské kameny. Na Slovensku se vyskytují ryolity na vnitřní straně karpatského oblouku v Kremnickém a Štiavnickém pohoří (např. Vyhne u B. Štiavnice) a na východě ve Slanském pohoří. V pokračování těchto pohoří jsou zastoupeny v Maďarsku, v Zemplínských horách a v pohoří Mátra. V podobné tektonické pozici jsou i výskyty na Balkáně, Liparských ostrovech, v Malé Asii, na Kavkaze a v celé oblasti cirkumpacifické (známé např. z Yellowstonského národního parku v USA).

Tak jako jsou ryolity vázány na závěrečná stadia alpské orogeneze, tak jsou závěrečné fáze variské orogeneze vázány paleoryolity stáří svrchně karbonského a permského. V ČR jsou hojné zejména v sev. Čechách (teplický porfyr, četné výskyty v Podkrkonoší a v okolí Broumova, kde tvoří Vraní hory na česko-polské hranici). Četné paleoryolity obdobného stáří jsou i v SRN, např. ve Schwarzwald. Na kadomskou orogenezi jsou u nás vázány paleoryolity kambrického stáří v křivoklátsko-rokycanském pásmu v z. Čechách. Slabě regionálně přeměněné paleoryolity se nacházejí ve Slovenském rudohoří a v Maďarsku v pohoří Bükk (Bukové hory). Jinak jsou výskyty ryolitů a paleoryolity ve světě velmi hojné.

Trachyty

Podobné alkalickým trachytům, ale hojněji zastoupené, jsou normální trachyty. Skládají se převážně ze sanidinu a plagioklasu (oligoklas až andezin, někdy i labradorit), z tmavých nerostů přistupují biotit, amfibol nebo pyroxen, vzácně i olivín. Vyroستlice mohou tvořit všechny nerosty. Od alkalických trachytů se liší trachyty přítomností plagioklasu a přibýváním plagioklasu přecházejí do andezitů. V paleotrachytech bývají tmavé minerály rozloženy ve směs chloritu, epidotu a karbonátů.

Trachyty vystupují obvykle v asociaci s jinými alkalickými efuzívy. Vzhledem ke složení, hlavně z dobře štěpných živců, nemají trachyty vhodné mechanické vlastnosti. V poslední době začínají nabývat na významu jako surovina pro výrobu skla. Dříve se užívaly pro svůj drsný povrch na výrobu mlýnských kamenů.

Trachyty se vyskytují v ČR jen ojediněle v podkrušňohorské oblasti (známý je Vlčák u Teplé), v okolí Valkeřic u Benešova n. Ploučnicí a na Slovensku u Nové Baně v Pohronském Inovci. Jinak jsou známy z Porýní v SRN, z francouzské vulkanické oblasti v Auvergne, ze střední Itálie (Ischia, Flegrejská pole), z Jugoslávie, z Kavkazu, Iránu, Zabajkalí atd. Paleotrachyty jsou rovněž časté; u nás byly popsány z křivoklátsko-rokycanského pásma, dále se vyskytují ve Vosges (Francie), na Ukrajině, v pohoří Kara Dag na Krymu, na Altaji aj.

Andezity

Andezity (název podle And) jsou jedny z nejvýznamnějších výlevných hornin vůbec a podílejí se podstatně na složení vulkanitů celé cirkumpacifické oblasti i vulkanitů vázaných na alpin-

sko-himalajský orogen. Zde převládají nad ryolity i čediči. Složení andezitů je dosti rozmanité, proto se jednotlivé typy liší zbarvením. Hlavní nerostné součásti jsou plagioklas (andezin, oligoklas) a tmavé minerály, které mohou být zastoupeny amfibolem, pyroxenem kosočtverečným (hyperstenem) nebo jednoklonným (augitem), biotitem nebo kombinací několika z nich. Vyrůstlice v andezitech tvoří plagioklas i tmavé minerály a tytéž nerosty skládají základní hmotu. Světlé andezity odlišuje od trachyandezitů nepřítomnost draselného živce, od dacitů nepřítomnost křemene; tmavé andezity odlišuje od čedičů nižší bazicita plagioklasu a množství tmavých minerálů (číslo tmavosti).

Andezity jsou horniny většinou masívní, jen některé světlé typy bývají pórovité. Odličnost je většinou lavicovitá nebo nepravidelná, jen zřídka kvádovitá. Často jsou přeměněny druhotnými hydrotermálními pochody, které bývají provázeny vznikem rudních žil. Nerostné složení andezitů se při tom mění; z plagioklasu vzniká albit, sericit, z tmavých minerálů epidot, chlorit, dále kaolinit, kalcit a nastává i prokřemenění. Takto přeměněné andezity se nazývají propylity. Výskyty propylitizovaných andezitů mohou být náznakem výskytu rudních žil subvulkanické formace s Au, Ag, Pb, Zn. Andezity se vyznačují dobrými mechanickými vlastnostmi. Pevnost v tlaku dosahuje u některých typů až 3300 kg/cm^2 , a proto se hodí na lomový stavební kámen, na šetěr a drtěr, dlažební kámen a ušlechtlejší práce kamenické. Andezity se vyskytují v komplexech nejrůznějšího stáří, vázaných na horotvorné pochody kadomské, kaledonské, variské nebo alpské.

Na Slovensku jsou rozšířeny hojně v Kremnickém a Štiavnickém pohoří, budují Vepor, ve Slanském pohoří a na Vihorlatu; k téže vulkanické oblasti patří i pohoří v Maďarsku (Bórszóny, Mátra, Bükk, Zemplén hegység) a v Rumunsku. Amfibolické andezity s pyroxenem se vyskytují i na Moravě, záp. od Luhačovic (Bánov). Paleoandezity (kamenické) jsou rozšířeny zejména v křivoklátsko-rokycanském pásmu.

Čediče (bazalty)

Nejhojnější výlevné horniny v komplexech nejrůznějších stáří, jejichž množství daleko převažuje množství všech ostatních efuziv (používání různých názvů pro čediče různého stratigrafického postavení - diabas, melafyr se nedoporučuje). Čediče jsou horniny tmavé. Hlavní jejich nerostné součástky jsou plagioklas (bazické - labradority, bytownity) a pyroxeny (augit, titan-augit). V některých odrůdách bývá podstatně zastoupen také olivín. V podřadném množství bývají přítomny čedičový amfibol, rombický pyroxen a někdy i biotit. Všechny nerosty mohou tvořit vyrůstlice.

Od pyroxenických andezitů se liší přítomností bazičtějšího plagioklasu a vyšším obsahem tmavých nerostů. Od složitě skupiny hornin alkalických (tefritů, bazanitů, nefelinitů apod.) se liší zásadně nepřítomností foidů. V posledních letech jsou čediče děleny na základě rozdílů v chemickém složení, geologickém vystupování a asociace hornin, s nimiž se vyskytují, na tholeiity, alkalicko-vápenaté bazalty a alkalické bazalty.

Čediče vystupují v nejrůznějších formách. Tvoří nejčastěji lávové proudy, vulkanické brekcie, tuhy, aglomeráty; v některých oblastech se velmi tekutá láva vylila z hlubokých trhlin a pokryla ohromné plochy zemského povrchu (tzv. plateaubazalty). V některých, zejména podvodních lávových proudech vznikají polštářové tzv. pillow-lávy. Při vzniku polštářových láv se proud rozpadá na množství vakovitých polštářovitých útvarů, které jsou na sebe nakupeny a mezery mezi nimi vyplněny jiným materiálem.

Čediče bývají velmi často postiženy druhotnými přeměnami, při nichž se mění tmavé minerály na aktinolit, chlorit, karbonáty, epidot aj., bazické plagioklasy na albit. Tato přeměna je typická pro spility (albitizované čediče). Při zvětrávání se některé čediče rozpadají úlomkovitě, hrubozrnnější druhy se rozpadají na písčitojílovitou zvětralínu (velmi úrodná) a jiné mají charakteristický drobně kuličkový rozpad, tzv. Sonnenbrand. Odlučnost hornin čedičových je sloupcovitá, někdy deskovitá nebo balvanovitá.

Vedle značné pevnosti ($1500-3000 \text{ kg/cm}^2$, u jemnozrnných až 4000 kg/cm^2) se čediče vyznačují i velkou houževnatostí. Hodí se zejména na kvalitní štěrky, štěty, eventuálně na stavební kamenivo do betonů, méně na dlažbu (nevhodná - klouže). Přirozené čedičové sloupy se užívají na stavební práce, zejména na hráze (Holandsko), kde se výhodně uplatňuje i jejich značná specifická váha a odolnost. V posledních desetiletích se stále rozšiřují i výrobky z uměle taveného čediče, který může být odléván do forem. Po správném vykřystalování mají vynikající mechanické vlastnosti, hlavně odolnost proti otěru, ve které daleko předčí výrobky z ušlechtilých ocelí (např. na různá potrubí pro doprav sypkých materiálů, pumpy apod.). Rozstříkáním taveného čediče pomocí proudu vzduchu nebo páry lze vyrobit čedičovou vatu, která má vynikající izolační vlastnosti.

Výskyty čedičů jsou neobyčejně hojné téměř ve všech geologických útvech. Terciární čediče jsou v ČR v Českém středohoří a v Doupovských horách, a to zejména čediče olivínické. Druhohorní čediče se vyskytují ve slovenských Karpatech, čediče permokarbonské („melafyry“) zejména v Podkrkonošské pahorkatině a ve vnitrosudetské depresi. Časté jsou zde mandlovce, krásně zbarvené a bohaté na druhotné minerály v mandlích (Kozákov). Staropaleozoické čediče („diabasy“) se vyskytují nejhojněji v barrandienském ordoviku a siluru, devonské vystupují v Nízkém Jeseníku. Nejstarší svrchnoproterozoické čediče (dříve „spility“) jsou často ve formě pillow-láv zastoupeny hlavně v pruhu mezi Klatovy a Kralupy nad Vltavou.

V zahraničí jsou hojné zejména v tzv. intrapacifické provincii, kde sopky z čedičů tvoří řadu významných souostroví (např. Havajské); v Evropě budují četná vulkanická pohoří v SRN (Rhön, Eifel, Siebengebirge aj.), ve Francii (Auvergne), ve Skotsku, na Kanárských ostrovech, na Islandu aj. Velké rozšíření mají plateaubazalty, které se rozlily na ploše mnoha set tisíc čtverečních kilometrů (Dekkan v Indii, povodí řeky Columbie v USA aj.).

Vulkanická skla

Vulkanická skla jsou málo rozšířené horniny, které vznikají rychlým tuhnutím na okrajích některých výlevů vulkanických hornin, někdy i v celých drobnějších výlevech nebo rychlým utuhnutím vyvržených kusů lávy. Vulkanická skla mají sklovitý nebo smolně lesklý povrch, často lasturnatý lom a různé zbarvení. Vulkanická skla mohou vznikat z nejrůznějších magmat, avšak nejčastěji z magmat kyselých, která mají velkou viskozitu a rychleji tuhla než magmata bazická. Podle charakteru textur rozeznáváme tyto typy vulkanických skel:

a) obsidiány - skelný lesk, lasturnatý lom, mívají nevelký obsah vody (1-2 %)

b) smolky - typický smolný lesk, nepravidelný lom a podstatně větší obsah vody než obsidiány (až 10 %)

c) perlity - sklo s výraznou kulovitou - perlitickou odlučností, obsah vody bývá nevelký

d) pemzy - pěnovité horniny s velkým množstvím pórů, které horninu nadlehčují tak, že má menší specifickou váhu než voda. Jsou chudé na vodu podobně jako obsidiány, někdy obsahují vedle skla i drobné vyrostlice.

Vulkanická skla mají nejčastěji ryolitové složení, hojná jsou i skla složení ryodacitového nebo i andezitového a trachyandezitového. Obsidiány, vzhledem k svému lasturnatému lomu, byly používány k výrobě kamenných zbraní jak v kulturách pravěku, tak i v kulturách historických, které neznaly užitkové kovy (např. v Americe, na oceánských ostrovech). Pemzu lze používat s výhodou jako kamenivo do pórobetonu (lehčená staviva). V posledních desetiletích bylo nalezeno využití i pro vulkanická skla (perlity). Prudkým zahříváním rychle ztrácejí vodu a zvětšují svůj objem až 10krát při získání pórovité struktury. Tyto tzv. expandity jsou cennou surovinou pro výrobu lehčených staviv.

Vulkanická skla se vyskytují prakticky ve všech oblastech výskytu kyselých vulkanitů. Na Slovensku jsou známa zejména z okolí Hliníku nad Hronom ve Štiavnickém pohoří, v Maďarsku ze Zemlení hegység, z Yellowstonského parku v USA atd.

4 Usazené horniny

Sedimentární nebo-li usazené horniny jsou nejrozšířenějšími horninami na zemském povrchu. Jejich význam pro technickou praxi i každodenní život je obrovský. Setkáváme se s nimi například při zakládání staveb, kdy jednak představují prostředí se kterým je stavba v interakci, jednak v podobě důležitých stavebních surovin a materiálů. Dále jsou na sedimentární horniny vázány ložiska strategických energetických surovin, uhlí, zemního plynu a ropy. V neposlední řadě pak některé sedimentární horniny fungují jako významné kolektory pitné vody.

Vzhledem k tomu, že petrografická klasifikace sedimentů je poměrně komplikovaná, uvádíme zde zjednodušené dělení na sedimenty **klastické (úlomkovité) a cementační (tmelové)**.

4.1 Vznik sedimentárních hornin

Vznik sedimentárních hornin lze rozdělit na několik fází:

zvětrávání hornin (magmatických, metamorfovaných nebo starších sedimentárních)

přenos - transport zvětralého materiálu různými transportními činiteli (voda, vzduch, ledovec) v podobě klastických částic nebo formou roztoků

usazování - sedimentace přeneseného materiálu v sedimentačních prostředích různého charakteru, může jít o hromadění klastických částic nebo srážení minerálů z roztoku

zpevňování - diagenese usazeného materiálu, a to buď kompakcí (stlačením) vlivem tíhy nadloží, nebo chemickou cestou tzv. cementací, při níž dochází k vysrážení některého minerálu tvořícího v klastických sedimentech tmel. Diagenéz zpevněné sedimenty považujeme za horniny skalní. Příkladem může být vznik pískovce z písku nebo slepence ze štěrku.

4.2 Sedimentační prostředí

Podle prostředí, ve kterém sedimentace (usazování) probíhá můžeme rozlišit sedimentaci na pevninách a sedimentaci v mořích.

Mořského původu je převážná část sedimentů. Usazování zde probíhá chemickou i biochemickou cestou, ale i mechanickým tříděním klastických částic přinesených z pevniny.

Podle toho kde k sedimentaci dochází, mění se způsob sedimentace i charakter sedimentu. Na pevninském šelfu (kontinentální pláni), která má velmi mírný sklon a sahá do hloubky cca 200 m vznikají sedimenty štěrkovité, písčité a jílovité a jejich zrnitost se postupně zjemňuje s hloubkou. Mohou zde vznikat i organogenní útesové vápence (korálové bariéry) a v mělkých částech evapority (sůl, sádrovec). Ve větší hloubce pod kontinentálním svahem vznikají jem-

ná bahna i chemické sedimenty. Na tvorbu sedimentů v moři má vliv teplota vody, tlak vody, salinita i organizmy.

Na kontinentech může sedimentace probíhat jednak na souši, jednak pod vodou. K sedimentům, které vznikají na souši patří sedimenty eolické (větrné), sedimenty svahové a sedimenty ledovcové. K sedimentům, které vznikají ve vodním prostředí patří sedimenty říční, jezerní a sedimenty pobřežních lagun.

Na souši je rozhodujícím faktorem klima. Určuje charakter sedimentu. V pouštních oblastech (zabírají asi 1/5 souše) je rozpad hornin ovlivňován střídáním denní a noční teploty a dochází k deskvamaci neboli odlupování povrchu hornin. Vzniklé úlomky jsou dále přenášeny větrem za vzniku dun (písečných přesypů). V období prudkých lijavic mohou i zde vznikat bahnitě písčité proudy v korytech jinak vyschlých řek. Rovněž po období zimních mrazů dochází k rozbrzdění pouštních sedimentů a jejich novému ukládání. V horkých oblastech dochází k extrémnímu výparu a při povrchu se tak vytváří pevné krusty a kůry, často pestře zbarvené - načervenalé a žlutohnědé.

V podhůří a na úpatí svahů všech zeměpisných šířek vznikají svahové sedimenty. K sedimentaci úlomků dochází účinkem gravitace a přemísťování nastává deštěm nebo svahovými pohyby. Vytvářejí se dejekční kužely i kamenná moře.

Říční sedimenty vznikají podle charakteru a vývoje říčního toku i říčního údolí. V horním toku má říční údolí zpravidla tvar písmene V. Erozivní činnost je převážně hloubková, nerovnosti a spádová křivka toku se vyrovnávají vodopády a peřejemi. Horninové úlomky se transportují vlečením a dochází k intenzivnímu opracovávání horninového materiálu. Na středním toku řeka eroduje do stran, vytváří spíše neckovité údolí a meandry (zákruty) a ukládá sedimenty. Postupně klesá velikost sedimentovaných částic a vytvářejí se aluviální nivy. V dolním toku převažuje zpravidla sedimentace nad erozí. Vznikají aluviální roviny s mohutnými nejmladšími nánosy, často bahnitého nebo písčitobahnitého charakteru.

Zvláštním typem říčních sedimentů jsou říční štěrkové terasy. U většiny našich řek vznikly v pleistocénu vlivem střídání období zalednění a období oteplování. V období mrazu bylo v řece málo vody, její transportní síla byla malá a docházelo k ukládání transportovaného materiálu. V období tání bylo v řekách mnoho vody, řeka nejen přenášela, ale i hloubkově erodovala koryto a vytvářela tak novou budoucí sedimentační bázi dalších štěrkových usazenin.

Sedimentace v jezerech je různorodá a o charakteru sedimentu rozhodují nejen klimatické podmínky (minulé i současné), ale i charakter horninového prostředí. Tak v pouštních oblastech vznikají evapority (sůl, sádrovec), v mírném pásmu všechny typy klastických sedimentů a v okolí vulkánů pyroklastika. Ve vlhkém klimatu se vytváří rašelina a bahno, jezera rychle zarůstají a může za určitých podmínek vznikat budoucí uhelná sedimentace. Zvláštním typem jezerních sedimentů jsou křída a rozsivková zemina (diatomit neboli křemelina).

Ledovcová sedimentace se vyznačuje netříděností materiálu. Ledovce se dělí, podle toho kde se vyskytují, na:

pevninské (skandinávského typu)

vysokohorské (alpského typu). Ledovcové údolí vysokohorského ledovce má tvar písmene U.

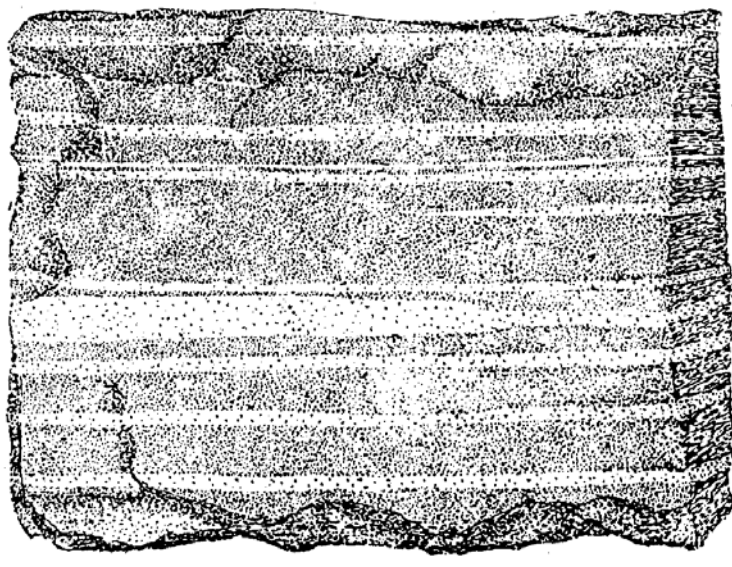
V ledovcích vznikají bazální, boční a čelní morény, které po ústupu ledovce významně ovlivňují morfologii území. Často zahradí údolí a tak vznikají horská jezera (plesa).

Zbytky sedimentů kontinentálního ledovce nacházíme u nás na Ostravsku, Opavsku a v Moravské bráně. Jsou to jednak známé osamocené bludné (eratické) balvany, jednak fluvioglačiální písčité štěrky a souvkové hlíny.

4.3 Stavba sedimentárních hornin

Textury sedimentárních hornin

Pro většinu sedimentárních hornin je typická vrstevnatá textura, související se způsobem jejich vzniku. Častá je i textura pórovitá. Velikost pórů bývá obvykle několik desetin mm až několik mm. Textury klastických sedimentárních hornin



Vrstevnatá textura.

Klastické sedimenty (úlomkovité) se dělí podle velikosti převládajících úlomků do čtyř skupin:

psefity - velikost úlomků nad 2 mm, úlomky tvoří štěrková složka

psamity - velikost úlomků 2 až 0,063 mm, úlomky tvoří písčité složka

aleurity - velikost úlomků 0,063 až 0,002 mm, úlomky tvoří prachová složka

pelity - velikost úlomků pod 0,002 mm, úlomky tvoří jílová složka

Na základě tohoto rozdělení se popisují i textury psefitická, psamitická, aleuritická a pelitická.

klasická řečtina	česky	petrografický termín	význam	latina	česky	petrografický termín	význam
pséfios	oblázek, štěrk	psefit	akumulace úlomků o velikosti nad 2 mm	rudus	valoun	rudit	akumulace úlomků o velikosti nad 2 mm
psammos	písek	psamit	akumulace pís- kových zrn o veli- kosti 2-0,063 mm	arena	písek	arenit	akumulace pís- kových zrn o velikosti 2-0,063 mm
aleuron	mouka	aleurit	akumulace pracho- vých zrn /velikoš- ti mezi 0,063 a 0,004 mm/	lutum	bahno	lutit	akumulace zrn a částic o veli- kosti pod 0,063 mm
pélos	jíl, bahno, bláto	pelit	akumulace jílových částic o velikosti pod 0,004 mm				

Názvy skupin pocházejí z řečtiny: psefos = hrubý, psamos = písek, alevros = mouka, pelos = bahno.

Charakter pojiva zpevněných klastických sedimentů

Stupeň zpevnění původních zemin (šterkovitých, písčitých a jílovitých) má velký vliv na fyzikální, mechanické i deformační a hydraulické vlastnosti hornin. Způsob, jakým pojivo vyplňuje prostor mezi zrny, je rovněž důležitým texturním hlediskem klastických sedimentů. Rozlišují se tyto základní typy pojiva:

kontaktní - zrna jsou spojena jen na styku, v hornině je velké množství pórů a hornina je propustná pro vodu podle průlin mezi zrny

povlakové - zrna jsou obalena po celém obvodu pojivem, ale mezi zrny jsou zachovány póry, označuje se též obalný tmel

pórové - vyplňuje póry mezi dotýkajícími se zrny

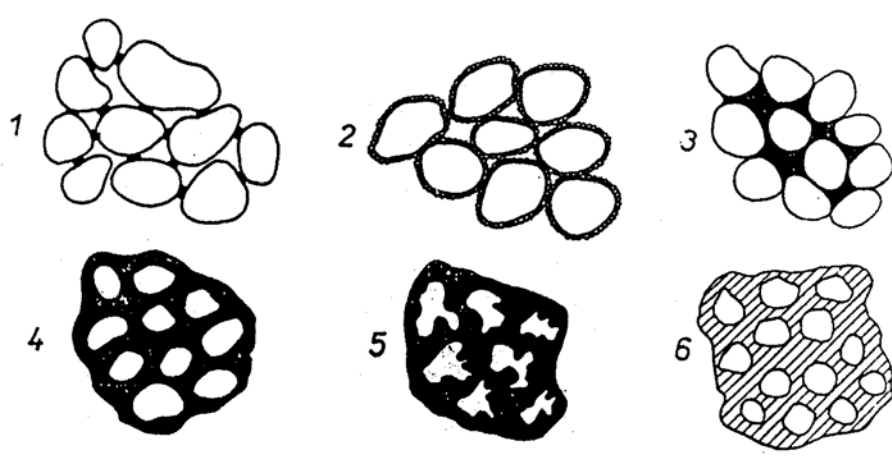
výplňové - vyplňuje póry mezi zrny, která již dříve byla stmelena starším pojivem (např. dotykovým), jedná se proto o mladší generaci tmele, která může přispět ke zpevnění horniny

bazální - pojivo převažuje nad klastickými částicemi, které jsou v něm roztroušeny a vzájemně se nedotýkají

korozní - zrna jsou korodována tmelem a mají proto nepravidelný až zubovitě laločnatý povrch

regenerační - vzniká orientovaným obrůstáním klastických zrn tmelem stejného složení, tím dochází k dokonalému spojení a ke zvýšení pevnosti horniny

Pokud lze rozpoznat primární (klastické) nebo sekundární (chemogenní) pojivo, označuje se primární jako základní hmota (matrix) a sekundární jako tmel.



Typy pojiv klastických sedimentů. 1 - kontaktní, 2 - povlakové, 3 - pórové nebo výplňové, 4 - bazální, 5 - korozní, 6 - regenerační.

Z hlediska minerálního charakteru zpravidla jsou nejčastější pojiva železitá (limonit - rezavá barva, hematit - červenohnědá barva), pojivo křemité - barva šedobílá, vápnité - barva béžová až bělavá, glaukonitové - barva šedozelená. Některá z těchto pojiv jsou typická pro určité geologické období. Tak např. hematitové pojivo je běžné v permu, křemité a glaukonitové v křídě, vápnité ve flyši. Podle pestrosti pojiv je zřejmé, že s typem přítomného pojiva souvisí i celkové zbarvení sedimentu.

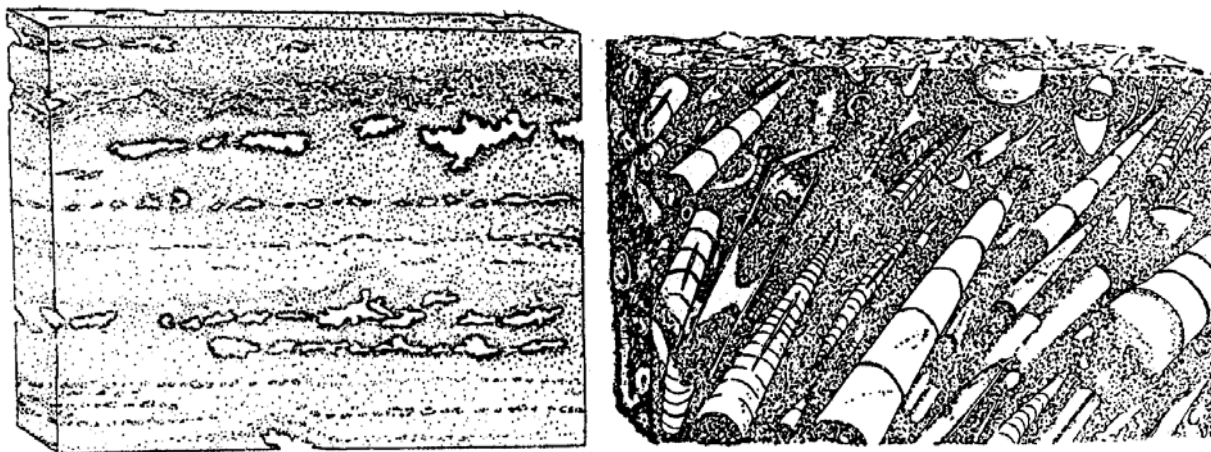
Tvar zrn klastických sedimentárních hornin

Dalším texturním znakem klastických sedimentů je stupeň zaoblení klastických částic a jejich tvar. K odhadu se používá vizuální škály. U zaoblených úlomků - valounů se jejich tvar vyjadřuje koeficientem plochosti K_p .

Textury cementačních (chemogenních a organogenních) usazených hornin

Textura většiny chemogenních sedimentů je krystalinní (složená ze zrn karbonátu nebo křemene různé velikosti). Makroskopicky se však téměř vždy jeví jako celistvá. Např. pro travertin je typická textura vrstevnatá a pórovitá.

U organogenních sedimentů se nejčastěji vyskytuje textura organogenní, jsou-li v hornině zachovány celé schránky organismů, které se podílely na jejím vzniku. Vlivem proudění vody může dojít k přednostní orientaci schránek, např. u ortocerasových vápenců s kónickými schránkami hlavonožců. Jsou-li patrné pouze rozdrčené části pevných schránek, mluví se o textuře organodetritické.



Příklady textur chemogenních a organogenních sedimentů. Vrstevnatá a pórovitá textura travertinu (vlevo na obr.) a organogenní textura ortocerasového vápence

Minerály sedimentárních hornin

Dělí se do dvou skupin:

Autigenní minerály, které vznikají během tvorby sedimentu. Z autigenních jsou z hlediska stavební praxe nejdůležitější jílové nerosty, ze síranů sádrovec a anhydrit, z oxidů hematit a limonit, křemen i ve formě opálu a chalcedonu, ze sulfidů pyrit a markazit, z uhličitánů kalcit a dolomit.

Alotigenní minerály, které jsou přinášeny z jiných míst. Z alotigenních minerálů jsou důležité křemen, živec, muskovit. Zvláštní skupinou jsou tzv. těžké nerosty. Patří k nim např. magnetit, ilmenit, turmalín skoryl, granáty a staurolit, některé amfiboly a pyroxeny. Vyskytují se v písčitých sedimentech zvyšují jejich objemovou hmotnost. Takové sedimenty lze využít jako kamenivo do těžkých betonů.

Kromě minerálů se na stavbě sedimentů podílejí i organismy svými schránkami (zkameněliny neboli fosilie). Bývají nejčastěji vápnité nebo křemité. Další součástí sedimentů mohou být bitumen a uhelná substance.

4.4 Klasifikace sedimentárních hornin

Sedimentární horniny dělíme na dvě velké skupiny:

Klastické (úlomkovité) - složené z úlomků dříve existujících hornin a jejich minerálů. Jsou charakterizovány velikostí úlomků. (štěrk, písek, prach, jíl)

Cementační (tmelové) - zahrnují chemogenní, biochemické a organogenní sedimenty. Jsou charakterizovány látkovým složením.

Základní skupiny sedimentů se vyskytují zřídka zcela čisté. Většina sedimentů patří do smíšených řad, v nichž je v různých poměrech smíšen materiál základních druhů nebo skupin.

4.5 Klastické sedimenty

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných klastických sedimentů naleznete v obrazové příloze IV)

Kamenité sutě, brekcie

Nezpevněné brekcie vznikají především mechanickým rozpadem hornin. Základní strukturní znak je ostrohrannost horninových úlomků. Nalézáme je na úpatí příkrých skal, kde je označujeme jako kamenité sutě nebo osypy. Jednotlivé ostrohranné balvany jsou promíchány s menšími úlomky a svahovými hlínami. Svahové sutě se vyskytují především ve vysokých horách. Jsou typicky vyvinuty ve Vysokých a Nízkých Tatrách, hojně jsou i v Krkonoších, v Českém středohoří, v Kremnickém a Štiavnickém pohoří, prakticky všude tam, kde jsou příkřejší svahy.

Diageneticky zpevněné brekcie jsou v přírodě poměrně vzácné. Podle horninového složení úlomků je dělíme na monomiktní brekcie (úlomky hornin jen jednoho horninového druhu), oligomiktní brekcie (úlomky křemene a hornin, tvořených křemenem) a polymiktní brekcie (úlomky různých typů hornin).

Podle geneze rozlišujeme několik druhů brekcií. Nejrozšířenější jsou sedimentární brekcie. Nalézáme je spolu se slepenci jako výplň vysokohorských údolí, v Evropě např. v Alpách a Karpatech. Podobně vznikaly i v geologické minulosti. Jsou časté ve výplních kontinentálních pánví karbonu (v bazálních sedimentech plzeňské a kladensko-rakovnické pánve).

Zajímavým typem jsou tzv. intraformační brekcie. Vznikají napadáním ostrohranných úlomků hornin do tvořícího se písčitého, jílovitého nebo vápnitého sedimentu. Takové brekcie se tvoří v okolí korálových útesů, z jejichž svahů padají ostrohranné úlomky do vápencových kalů.

Brekcie mohou vznikat i biogenními pochody, např. nahromaděním kostí a jejich stmelěním (kostní brekcie - bonebed), nebo fyzikálně chemickými pochody (brekcie vzniklé vyluhováním, vysycháním, rekrytalizací nebo rozpouštěním.).

Všechny výše uvedené typy brekcií vznikly v exogenních podmínkách. Známe však i brekcie endogenní. Tak dislokační brekcie se tvoří při tektonických pochodech. Horniny jsou při pohybech v okolí zlomů rozdrčeny na ostrohranné úlomky a druhotně stmeleny. Jako příklad možno uvést dolomitové brekcie. Šedočerné ostrohranné úlomky masivního nevrstevnatého dolomitu jsou tmeleny bílými žilkami krystalického dolomitu nebo kalcitu. Dolomitické dislokační brekcie jsou velmi hojné v triasových dolomitech Západních Karpat, zvláště ve Strážovské hornatině, Malé a Velké Fatře, v Liptovských a Belanských Tatrách.

Jiným typem endogenní brekcie je vulkanická brekcie. Vzniká stmelěním ostrohranných úlomků různých hornin buď v sopečných komínech (komínová brekcie), nebo na povrchu.

Známá je komínová brekcie „Kamenná slunce" u Hnojnice nedaleko Třebívlic na jižním okraji Českého středohoří, známý chráněný přírodní výtvar.

Štěrk, slepence

Ve vodních tocích a v říčních terasách v jejich okolí, v jezerech a mořích jsou proudící vodou ukládány valouny různých hornin - tvoří se štěrky. Jednotlivé valouny jsou většinou polozablené nebo zaoblené, ostrohranné nebo poloostrohranné úlomky hornin jsou vzácné.

Barva štěrků je různá, podle barvy horniny, která je převážně tvoří, nebo podle barvy štěrčiku a písku mezi jednotlivými valouny. Štěrk alpských a karpatských toků jsou převážně šedobílé vápence a dolomity, naproti tomu např. některé štěrky Ohře nebo pyroponosné štěrky na jižním úpatí Českého středohoří, které obsahují větší množství valounů čedičů, jsou tmavě šedé.

Jako valouny se zpravidla vyskytují horniny odolnější vůči mechanickému zvětrávání. Jsou to křemeny různého původu (žitné, sekreční), křemence, různé druhy žul a rul. Říční štěrky jsou nedokonalé tříděné podle velikosti a obsahují větší nebo menší příměs písku nebo i jílu.

Písčité štěrky bez jílovité příměsi se používají do betonu. Pro různé účely se štěrk mechanicky na sítích třídí podle velikosti valounů. Pro železobeton se užívá štěrku o velikosti valounů do 30 mm, pro obyčejný beton do 70 mm. Štěrk se u nás vyskytuje ve čtvrtohorních náplavech všech větších řek, zvláště Labe, Vltavy, Ohře, Moravy, Dunaje a jeho přítoků. Stejně jsou používány glacifluviální štěrky ze severních Čech (okolí Frýdlantu v Čechách a Hrádku nad Nisou) a severní Moravy (Ostravsko).

V minulosti byly štěrky některých řek a potoků Čech a Moravy zdrojem zlata (Otava) a cínu (oblast Krušných hor a Slavkovského lesa). Od středověku až do dnešních dnů jsou těženy české granáty ze štěrků na jižním úpatí Českého středohoří.

Štěrk obsahuje i jiné důležité prvky a nerosty. Ze štěrků pochází většina světové těžby platiny (Rusko, Kolumbie) a diamantů (jižní Afrika, Rusko). Stejně tak rubín a safír je těžen prakticky z náplavů (Barma, Srí Lanka, Indie, Austrálie).

Stmelením štěrků vznikají slepence (konglomeráty). Podle poměrného zastoupení valounů a základní hmoty dělíme slepence na ortoslepence (převládají valouny) a paraslepence (převládá prachová a jílová základní hmota). Podle horninového složení valounů dělíme ortoslepence podobně jako štěrky na monomiktní, oligomiktní a polymiktní slepence.

Monomiktní slepence (ortoslepence) jsou známy ze středních Čech z mladšího proterozoika. Jsou tvořeny výhradně valouny drobné ze starších souvrství, než jsou polohy těchto slepenců. Stejně tak tvoří monomiktní slepence, skládající se z valounů křemenného porfyru a základní hmoty - horninové drtě stejného petrografického charakteru, tzv. bazální slepenec svrchní křídly mezi Duchcovem a Teplicemi. S bazálními slepenci stejného charakteru se setkáváme velmi často na bázi uloženin karbonu a permu v Čechách, na Moravě i na Slovensku.

Křemenné (oligomiktní) slepence (ortoslepence) jsou složeny z valounů křemene, křemence, bulžníků a rohovců. Jsou dobře vytříděny materiálově i velikostí valounů. Vzhledem k převládajícímu křemeni jsou světlých barev. Někdy bývají červenavě zabarveny hematitem. Základní hmotou bývá dobře vytříděný křemenný písek. Tmel je křemitý, železitý, někdy i vápnitý nebo jílovitý. Většinou se vyskytují na bázi vrstev transgredujících přes zarovnaný starý zemský povrch. Pěkným příkladem jsou mocné křemenné slepence kambria středních Čech, které tvoří význačné vrcholy v Brdech, bazální slepence ordoviku v Železných horách, devonu

na Moravě (Jeseníky), tzv. zámecký slepenec v karbonu ostravsko-karvinského revíru. Slepencové polohy a vložky v mořských pískovcích různých stupňů svrchní křídly v severních Čechách a na Slovensku v mezozoiku a terciéru západních Karpat v různých útvarech. Světově proslulé jsou witwatersrandské slepence v jižní Africe, neboť obsahují ložiska zlata a uranu.

Většina ortoslepenců jsou polymiktní slepence. Valouny jsou tvořeny vyvřelými (žuly, spility aj.), usazenými (vápence, bulžníky aj.) a metamorfovanými (ruly) horninami. Také základní hmota má polymiktní charakter. Polymiktní slepence se vyskytují v říčních, jezerních a mořských uloženinách a často dosahují značných mocností, zvláště při okrajích klesajících mořských pánví. Nalézáme je na bázi transgredujících souvrství (zvláště u mořských slepenců) nebo i uvnitř souvrství (např. v kontinentálních pánvích karbonu a permu).

Polymiktní slepence jsou u nás např. bazální slepence brdského kambria (žitecké slepence), které se skládají z valounů křemene, bulžníků, aplitu a proterozoických břidlic vedle žul a porfyrů, dále slepence na bázi devonu u Brna, slepence moravského kulmu, sladkovodních permokarbonských pánví Čech, na Slovensku karpatského verrucana a permu. V západních Karpatech jsou zvláště hojné karbonátové slepence paleogenního stáří, vytvářející např. známé Súlovské skály.

Na přechodu k paraslepencům jsou polymiktní slepence s drobovou základní hmotou, typické v mladším proterozoiku středních Čech a v karpatském flyši. Jejich barva je většinou šedá a šedo zelená, tmel křemitý. Materiál je zpravidla nedostatečně vytříděn.

Paraslepence jsou horniny, u kterých převládá jílovitá a prachová základní hmota nad valouny. Nevznikly ukládáním vodními toky. Patří k nim nevytříděné, nevrstevnaté sedimenty morén (till), výjimečně zpevněné (tillit). Bývají modravě šedých nebo nazelenalých barev, nevytříděný materiál valounů je vzhledem ke způsobu transportu (ledem) většinou čerstvý, nezvětralý. Polohy tillu se střídají s psamity a pelity glacialakustinního nebo glacialfluviálního původu.

U nás se vyskytují v severních Čechách a dále na Ostravsku a Opavsku jako pozůstatek pleistocenního zalednění. Jsou přirozeně také v ledovcových morénách Krkonoš, Vysokých a Nízkých Tater. Pokrývají velké plochy v Pobaltí, v Asii a Severní Americe. Jsou známy i ze starších geologických útvarů, např. tillity tzv. subkambria Železných hor, subkambria severní a západní Evropy, Severní Ameriky a permokarbonské tillity jižní Afriky (Dwyka-tillit).

Jako tilloidy jsou označovány paraslepence, které jsou vzhledem zcela podobné tillitům, vznikly však ve vodním prostředí (tzv. bahnotoky). K tilloidům patří slepencovité uloženiny flyšových oblastí různého geologického stáří (mladší proterozoikum středních Čech, moravský kůl, karpatský flyš).

Pískovce, arkózy, droby

Zpevněné psamity na základě složení zrn dělíme na pískovce, arkózy a droby. Kromě zrnitostního a minerálního složení shodného s pískem obsahují v různém množství tmel, který jednotlivá zrna skládající horninu zpevňuje. Nejčastěji je tmel křemičitý, karbonátový nebo železitý. Vyplňuje prostory mezi zrny různým způsobem a s různou dokonalostí.

Křemenné pískovce

Jsou to zpevněné klastické sedimenty stejné velikosti zrna jako u písků. Zrna jsou tvořena z 90 a více procent zrny křemene nebo rohovce. Podíl živcových zrn (nestabilních zrn) nesmí přesáhnout konvenční hranice 10%, prachové a jílové příměsi 20%. Akcesorické minerály

jsou shodné jako u písků. Jednotlivé typy křemenných pískovců se rozeznávají podle minerálu tvořícího tmel nebo dostávají další specifikaci podle některého hojně se vyskytujícího minerálu. Křemenné pískovce s křemitým tmelem postupně vedou až ke vzniku dokonale tmeřených křemenců (ortokvarcity, na rozdíl od metakvarcitů, které vznikly metamorfními pochody). Hojný je také tmel karbonátový (kalcitový), hydroxidů železa (v obou případech časté koroze křemenných zrn), popřípadě i fluoritový (např. středoturonské křemenné pískovce v okolí Teplic). Základní hmotou je prachový materiál nebo příměs jílu. Zbarvení je určováno barvou základní hmoty nebo tmelem. U křemenných pískovců převládá bělavá a nažloutlá barva. Červenavé zbarvení např. permských pískovců je způsobeno hematitem, zelenavé barvy přítomností glaukonitu. Chemické složení křemenných pískovců je charakteristické převahou SiO_2 (nad 90 %).

Křemenné pískovce tvoří rozsáhlá deskovitá tělesa v nejrůznějších útvarech. Mocnost souvrství dosahuje desítky až stovky metrů, plošné rozšíření desítky kilometrů. Křemenné pískovce se často střídají s vrstvami vápenců, dolomitů i jílovců. Typické je pro ně šikmé zvrstvení a čeřiny. Vznikají v tektonicky stabilních oblastech přepřelavováním starších sedimentů, plavením netříděných nepevných sedimentů a eolickou činností.

V ČR jsou křemenné pískovce a křemence v ordoviku Barrandienu (skalecké a drabovské křemence, které byly používány jako dlažební kámen v Praze - lomy v Motole, v okolí Řevnic), na bázi moravského devonu (Jeseníky), v karbonu a permu Českého masívu, v karpatském triasu a ve svrchní křídě Českého masívu (s kaolinickou příměsí nebo s glaukonitem). Křemenné pískovce jsou odedávna používány jako stavební kámen, např. křemenné pískovce sladkovodního cenomanu z Vyšehořovic a Nehvizd od Českého Brodu, použité na stavbu Karlova mostu a jiných středověkých pražských staveb, křemenné pískovce od Hořic v Podkrkonošské pahorkatině, použité pro sochařské a kamenické práce; středoturonské a koňacké křemenné pískovce od Provodím a Srní u České Lípy, Adršpachu a Střelče mají použití jako kvalitní sklářské písky, glaukonitických křemenných pískovců mořského cenomanu západní Moravy z okolí Blanska a středního turonu u Sychrova se používá jako slévarenských písků a středoturonských a svrchnoturonských křemenců z Mostecká a Teplicka se používá na výrobu ferrosilicia a dinasových cihel. Podobně lze využít i scaleckých křemenců (Mníšek pod Brdy). Glaukonitické křemenné pískovce jsou typické pro svrchní křídu Českého masívu i flyš západních Karpat (křída, paleogén). Křemenné pískovce svrchní křídy Českého masívu vytvářejí známá skalní města, např. Prachovské skály, Děčínské stěny, Broumovské stěny aj.

Arkózy

Přechod od křemenných pískovců k arkózám tvoří arkózové pískovce, kde se podíl živců (nestabilních součástí) pohybuje od 10 do 25%. U arkóz musí tedy obsah živců přesahovat 25 % a podíl jílové základní hmoty nesmí přesáhnout konvenční hranice 20%. Arkózy jsou většinou nepřítliš vytríděné hrubozrnné psamity s nedostatečně opracovanými zrny. Převažuje křemen a živce, přítomen bývá muskovit i biotit a těžké minerály kromě hojných úlomků hornin. Základní hmotou bývá příměs jílu a prachu. Neobsahují téměř fosilie. Barva bývá šedá nebo růžová. Nápadně se podobají žulám, s nimiž mají příbuzné chemické složení.

Arkózy vznikají v oblastech aridního nebo periglaciálního klimatu a v oblastech výškově výrazně rozdílných. Zvětraliný granitoidních hornin jsou rychle splavovány na místo sedimentace, takže nedochází k chemickému rozkladu živců. Tyto podmínky byly v Českém masívu v období kontinentální postorogenní sedimentace v karbonu a permu, kdy byly obnaženy žulové masívy.

Arkózy (spolu s arkózovými pískovci) tvoří mocná souvrství, zvláště v kontinentálních podmínkách. Usazují se v intramontánních pánvích, v rovinných údolích řek, v jezerech a v přímořských rovinách. Střídají se se slepenci a prachovci. Arkózové pískovce a arkózy jsou u nás hojné zvláště v permokarbonu kladensko-rakovnické a plzeňské pánve, ve vnitrosudetské pánvi, v karbonu a permu boskovické brázdy a ostravsko-karvinského revíru. Sem patří i devonské arkózy západní Evropy (Old Red Sandstone a Torridonian v Anglii, Skotsko). Mořského původu bývají arkózy na bázi vrstevních komplexů (středočeský ordovik, moravský devon atd.). Dříve se jich používalo jako stavebního kamene. Arkózových pískovců a arkóz od Kamenných Žehrovic u Kladna bylo použito při stavbě Národního divadla v Praze; kromě toho se používaly spolu s arkózami od Přílep u Rakovníka na výrobu mlýnských kamenů.

Droby

Přechod od křemenných pískovců k drobám tvoří jílovité (drobové) pískovce, u nichž je převládajícím psamitickým materiálem křemen a úlomky stabilních hornin (do 80%). Živce a ostatní nestabilní zrna dosahují maximálně 10%. Jílovitá příměs (sericit, chloru) je větší než 20%. Droby pak obsahují nad 10% živců a nestabilních součástí a 20-75% jílovité složky jako základní hmoty. Křemen nepřesáhne konvenční hranici 70%.

Droby jsou zpravidla tmavší, šedé, šedozelené až šedočerné barvy. Z klastických zrn převládá křemen, živce a úlomky různých intermediárních a bazických hornin. Křemenná a živcová zrna jsou většinou ostrohranná.

Stupeň vytřídění klastického materiálu v drobách je nízký. Svědčí o tom vysoký podíl úlomků hornin a jílovitého materiálu. V přírodě se droby vyskytují spolu s jílovci (jílovitými břidlicemi). Zvrstvení většinou chybí, vzácně se vyskytuje šikmé zvrstvení. Droby vznikají rozpadem nejrozličnějších druhů především intermediárních a bazických magmatitů. V akcesorických těžkých minerálech nalézáme i minerály málo stabilní (biotit, amfiboly). Základní hmotu tvoří směs chloritu, sericitu, biotitu a illitu a prachová příměs křemene a živců. Tmel bývá křemitý nebo karbonátový. V drobách bývá přítomen autigenní pyrit, který spolu s celkovým minerálním složením svědčí o redukčním sedimentačním prostředí i o diagenезi. Chemickým složením jsou droby podobné vyvřelinám, mají však nižší obsah SiO_2 než křemenné pískovce a vyšší obsah Al_2O_3 , CaO , FeO , K_2O a Na_2O .

Droby jsou téměř výlučně mořskými sedimenty. Mineralogické složení a charakter zrn svědčí o rychlém spláchnutí zvětralin do blízkých mořských pánví. Droby jsou typickým sedimentem rychle klesajících geosynklinál. Typické droby a drobové pískovce jsou v Čechách především v mladším proterozoiku, kde se střídají s jílovitými břidlicemi, slepenci, spility a bulžníky. Stejně hojné jsou i v usazeninách kambria Barrandienu a Železných hor, spodního karbonu (kulmu) Dražanské vysočiny, Jeseníků a Oderských vrchů. V produktivním karbonu ostravsko-karvinského revíru převládají drobové pískovce a přecházejí místy do arkózových pískovců. V Karpatech jsou hojné ve flyši. Z evropských výskytů nutno uvést devon a kulm západní Evropy (Německo, Anglie), archaikum severní Evropy a Ameriky a flyš Alp.

Jako stavební materiál jsou lámány zvláště kulmské droby na Moravě (okolí Vyškova: Luleč, Pustiměř, Opatovice; okolí Hranic). Mají značnou pevnost v tlaku a jsou používány na výrobu drceného kameniva, dlažebních kostek a na hrubé kamenické práce.

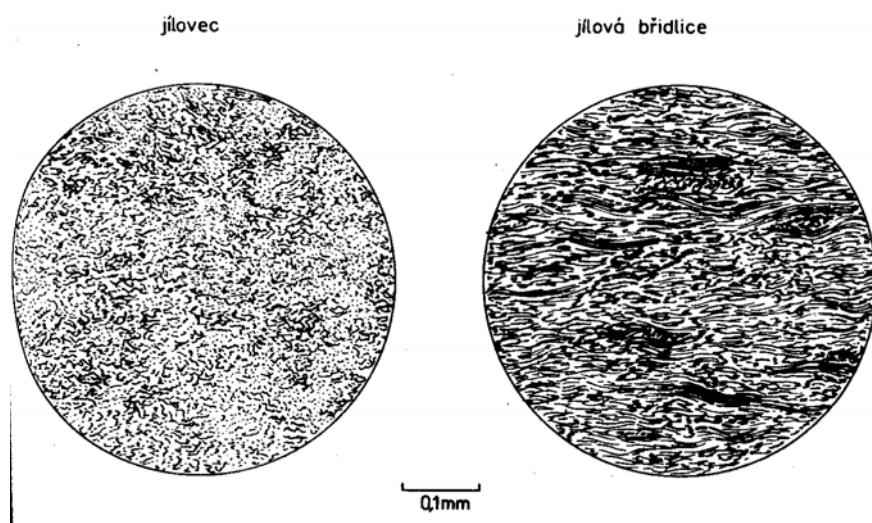
Prachovce

Zpevněním prachových částic vznikají prachovce. Minerální složení je dosti proměnlivé. Většinou se na složení podílejí drobná zrnka křemene, živce, různých slíd, jílových minerálů a akcesorických těžkých minerálů.

Úlomky hornin v těchto jemnozrnných klastických horninách jsou velmi vzácné. Prachovce jsou velmi často zpevněny chemogenním tmelem nebo rekrystalizovanou jílovitou hmotou. Bývají tenké vrstevnaté; střídají se v nich vrstvičky obsahující větší podíl zrněk křemene a živců (světlejší) s vrstvičkami, ve kterých převládají slídy nebo organická hmota. Z texturních znaků je velmi časté jemné šikmé zvrstvení a vzhledem k tomu, že v nezpevněném stavu jsou tyto horniny značně plastické, setkáváme se u nich se skluzovými a konvolutními texturami. Prachovce jsou přechodnými horninami mezi pískovci a jílovci, s nimiž tvoří všechny možné smíšené typy hornin. Střídají se v tenkých vrstvičkách s pískovci a jílovci, popřípadě i s uhelnými slojkami a jsou typickými sedimenty paralických uhelných pánví. Vyskytují se ovšem prakticky ve všech útvarech a v nejrozličnějších sedimentačních prostředích.

Jílovité horniny (pelity)

Pelity jsou horniny tvořené hlavně jílovými minerály. Význam místa vzniku pelitů pro jejich rozdělení byl již uveden. Podle stupně zpevnění rozlišujeme jíly (nezpevněné), jílovce (středně zpevněné) a jílové břidlice (silně zpevněné - nerozplavují se ani částečně ve vodě a celková pórovitost je pod 5 %). Zatímco jíly obsahují všechny tři hlavní jílové minerály, v jílovcích již chybí montmorillonit, v jílových břidlicích je pouze illit.



Rozdíly v mikroskopických texturách mezi jílovcem a jílovitou břidlicí.

4.5 Cementační sedimenty

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných cementačních sedimentů naleznete v obrazové příloze V)

Vápence a dolomity

Nejvýznamnějšími karbonátovými sedimenty jsou vápence a dolomity. Jako vápence označujeme horniny, které obsahují nad 50% CaCO_3 . Je-li hornina složena z různých karbonátů a písčité nebo jílovité příměsi, pak musí obsah kalcitu, dolomitu a ostatních uhličitánů rovněž přesahovat 50%, přičemž kalcit převládá nad dolomitem. Podobně označujeme i dolomity.

Vápence a dolomity jsou v nejrůznějším poměru smíšeny také s jílovcí. V tomto případě označujeme horniny s obsahem nad 50% CaCO_3 , jako jílovité vápence. V geologické literatuře je běžně užíváno označení slín a slínovec pro přibližný, blíže neurčený obsah kalcitu v hornině mezi 25 až 75%. Obdobně je vytvořeno názvosloví mezi vápencem a dolomit. Obsahuje-li vápenec do 50% dolomitu, označuje se jako dolomitický vápenec, obsahuje-li dolomit do 50% vápence, je označován jako vápnitý dolomit.

Běžnými minerály vápenců a dolomitů jsou karbonáty, především kalcit, aragonit, dolomit a siderit. Pravidelně je přítomna i příměs klastických minerálů, především křemene a jílových minerálů, autigenních minerálů vzniklých spolu s ukládáním karbonátů, popřípadě v období diagenese (různé formy SiO_2 , živce, fosfáty, glaukonit aj.).

Nejhojnějším minerálem je kalcit. Je buď organogenního původu, nebo vznikl vyloučením z vod chemickými pochody nebo za spolupůsobení organismů. Aragonit, nestálá forma CaCO_3 , tvoří schránky organismů nebo vzniká ve vápnitých bahnech. Podléhá snadno rekrystalizaci, a tím dochází k porušení prvotní struktury organických zbytků. Dolomit vzniká v omezené míře rovněž vyloučením z roztoků (zvláště v aridních oblastech), v přírodě však převládá dolomit vzniklý při diagenetických a epigenetických pochodech, kdy postupně zatlačuje vápenec. Siderit se vyskytuje ve vápencích a dolomitech celkem vzácně v podobě izolovaných klenců.

SiO_2 je v karbonátových horninách někdy jako podstatná příměs klastického křemene, hojně se však vyskytuje i autigenní opál, chalcedon nebo křemen. Při diagenезi dochází ke sběrné rekrystalizaci a ke vzniku rohovců.

V dolomitech se často setkáváme se sírany: se sádrovcem, anhydritem a vzácně s celestinem, zejména tam, kde se vyskytují i solná ložiska. Jako příměs se objevuje autigenní pyrit, zvláště ve vápencích a dolomitech s organickou příměsí, který nezřídka zcela impregnuje fosilie. Z klastických minerálů jsou dále přítomny především jílové minerály, nejčastěji illit, jemuž vyhovuje fyzikálně chemické prostředí vzniku karbonátů, příměsí bývají i montmorillonit nebo kaolinu. Kromě toho bývá přítomen glaukonit a fosfáty.

Chemické složení vápenců a dolomitů je závislé na převládajícím karbonátu a na množství klastických minerálů nebo i jiné příměsi.

Klasifikace vápenců je zatím jednou z nejsložitějších klasifikací vůbec. Často se používá klasifikace vápenců založená na jejich genezi. Vápence dělíme na chemogenní, organogenní a detritické. K přímému chemickému vysrážení dochází velmi často za spolupůsobení rostlin, takže vznikají chemické a biochemické vápence s nejrůznějšími smíšenými typy. Organogenní nebo také biogenní vápence vznikají nahromaděním skořápek a vápnitých koster různých horninotvorných organismů.

Barva vápenců bývá bílá, světle až tmavě šedá, mohou být zbarveny i do červena, žluta nebo zelena. Kalcitové žilky jsou vždy bílé. Kvalita vápence, jako suroviny k výrobě cementu, je zpravidla určována procentuálním zastoupením kalcitu, kterého by mělo být nejméně 50%. Z dalších minerálů bývá přítomen minerál dolomit, klastická příměs a případně i jílové nerosty (illitu).

Vápence se používají k výrobě vápna a cementu, jako kamenivo pro různé stavební účely, jako stavební kámen kusový i opracovaný, některé druhy se brousí a leští k dekoračním účelům.

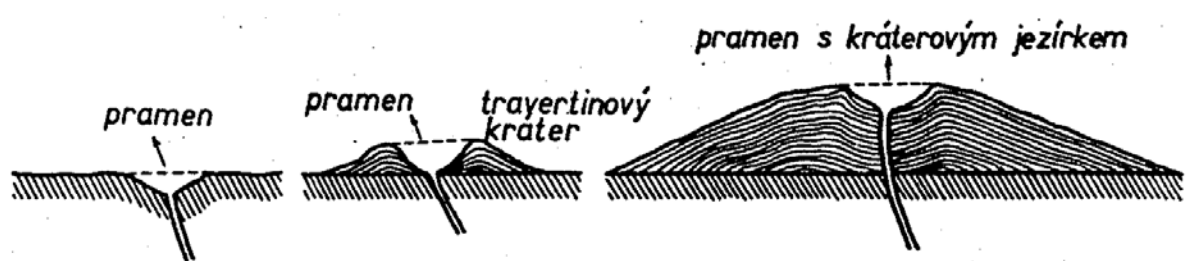
V Čechách patří k významným lomařským oblastem okolí Berouna, na Moravě okolí Brna a

Hranic na Moravě. Několik drobných lomů je i v Nížkém Jeseníku. Zvláštní typ vápence je zastoupen v tzv. vnějším bradlovém pásmu. Jedná se o pruh osamocených ker, které vystupují mezi Mikulovem a Štramberkem. Tvoří Pálavské kopce, vápencový výskyt u Kurovic a známý štramberský Kotouč.

Barva dolomitu může být bílá, šedá až tmavošedá, žlutobílá i narůžovělá. Textura je makroskopicky celistvá, masivní. Při zvětřávání se některé typy dolomitu rozpadají v drobné částice velikosti zpravidla několika mm, tzv. dolomitický písek. Dolomit je odolnější vůči zvětřávání než vápenec, a tím vytváří ve vápencových a dolomitových pohořích ostřejší morfologické tvary i bizarní povrch skal. Patří proto právem k nejatraktivnějším turistickým oblastem. V České republice netvoří dolomit významné samostatné masívy, je však zastoupen hojně na celém středním Slovensku.

Travertin

Vyznačuje se šedobílou, šedožlutou až rezavě žlutou barvou. Nažloutlé zbarvení je způsobeno limonitem. Travertin bývá běžně pórovitý a výrazně vrstevnatý. Sráží se z pramenů obsahujících CO_2 a rozpuštěný hydrogen uhličitán vápenatý. Při vývěru uniká značná část CO_2 do vzduchu nebo je odebírána rostlinami. Hydrogen uhličitán přestává být v roztoku stabilní a přechází na normální CaCO_3 , který se usazuje. Takto se postupně vytváří tzv. travertinové kupy, které rostou dokud pramen nepřestane vyvěrat. Jejich velikost může být od několika metrů až do několika set metrů.



Nejvíce výskytů travertinu je soustředěno ve Slovenské republice, kde vznikaly především v pleistocenu a holocénu a na některých lokalitách se travertin tvoří i v současné době. Typickými výskytmi travertinových kup jsou např. okolí Spišského Podhradí, kde jsou jedny z největších, u Vrútek, Ružbach, Bešeňové u Ružomberka a na vrchu Dreveník.

Travertin se používá k výrobě leštěných obkladových desek, kamenných zábradlí, výjimečně i jako sochařský kámen. Vzhledem ke své velmi pórovité textuře se nehodí jako obkladový materiál pro exteriér. Póry se rychle zanáší popílkem a jinými nečistotami a čištění takového povrchu je velmi obtížné. Travertin s masivní texturou a zlatožlutou barvou se označuje jako zlatý onyx. Vyrábí se z něj dekorativní předměty.

5 Přeměněné horniny

5.1 Hlavní faktory a typy metamorfózy

Metamorfované horniny vznikají přeměnou magmatických, sedimentárních nebo starších metamorfovaných hornin. Při tomto poměrně složitém procesu dochází k přizpůsobování již existujících hornin novým fyzikálně-chemickým podmínkám prostředí, do nichž se postupně dostávají vlivem neustále probíhajících geologických pochodů. Metamorfóza je však odlišná od zvětřávání a diagenese. Na rozdíl od nich procesů (viz. vznik sedimentů), probíhá v odlišných fyzikálně-chemických podmínkách, daných nejčastěji vyšší teplotou a tlakem. Z hlediska geologické pozice probíhá metamorfóza obvykle v hlubších částech zemské kůry. Od magma-

tických procesů je odlišná tím, že horninový materiál zůstává v průběhu metamorfózy v pevném stavu (nevzniká magma). Při metamorfóze vznikají nové, metamorfní minerály. Tento proces se nazývá blastéza. U hornin vstupujících do procesu metamorfózy se postupně mění:

- textura
- minerální složení
- chemismus

Do jaké míry dochází ke změně vlastností u původní horniny závisí na intenzitě působení metamorfních faktorů, kterými jsou především:

- teplota
- všesměrný tlak (hydrostatický, litostatický)
- orientovaný tlak (stress)
- parciální tlak fluidních fází
- chemická aktivita složek vstupujících do procesu metamorfózy
- čas

Je nutné si uvědomit, že existuje pestrá škála hornin (magmatických, sedimentárních či dříve metamorfovaných), které vstupují do procesu metamorfózy a existuje celá řada faktorů, které ovlivňují průběh metamorfózy. Pouze malou změnou kterékoli z vlastností původní horniny či nepatrným posměněním faktoru metamorfózy, může dojít ke vzniku zcela odlišných metamorfovaných hornin. A naopak někdy velmi odlišnými metamorfními pochody při vhodných vlastnostech původní horniny mohou vzniknout velmi blízké metamorfované horniny. Teoreticky by tak bylo možno, vzájemnou kombinací různých původních hornin a faktorů metamorfózy, vytvořit nekonečně mnoho druhů metamorfovaných hornin.

Metamorfóza je děj, který nelze přímo pozorovat, a proto jsou podmínky, při nichž probíhá, pouze odhadovány. Uvádí se, že všesměrný tlak narůstá asi o 25 MPa na 1 km hloubky a teplota se pohybuje v intervalu od několika desítek °C, do teplot přesahujících 1000 °C.

Vzhledem k uvedeným skutečnostem odlišujeme různé druhy metamorfózy podle výsledných produktů (metamorfovaných hornin) a jejich geologické pozice.

- Regionální metamorfóza - má velký význam protože svými účinky postihuje rozsáhlá území (řádově stovky až tisíce km²) a probíhá velmi dlouho, pravděpodobně desítky milionů let. V jejím průběhu vznikají krystalické břidlice - horniny, většinou, s výraznou plošně-paralelní (břidličnatou) texturou.

- Lokální metamorfóza - je způsobena anomálními změnami podmínek v prostorově omezených částech zemské kůry. Probíhá mnohem rychleji než metamorfóza regionální, několik sekund až několik tisíc let. V rámci lokální metamorfózy se vymezuje několik podtypů:

- metamorfóza kontaktní
- metamorfóza dislokační
- metamorfóza šoková

Kontaktní metamorfóza probíhá na kontaktech vyvřelých hornin. Buď na kontaktu žhavé lávy (přibližně 1200 °C), vyvržené ze sopky, s okolními horninami nebo na kontaktu magmatu v plutonech, pních či žilách pod zemským povrchem s okolními horninami.

Metamorfóza dislokační je způsobena drcením hornin na zlomech a v pásmech kolem nich. Nejčastěji takto vznikají mylonity a kataklazity, ovšem při intenzivnější dislokační metamorfóze mohou vznikat i některé druhy krystalických břidlic.

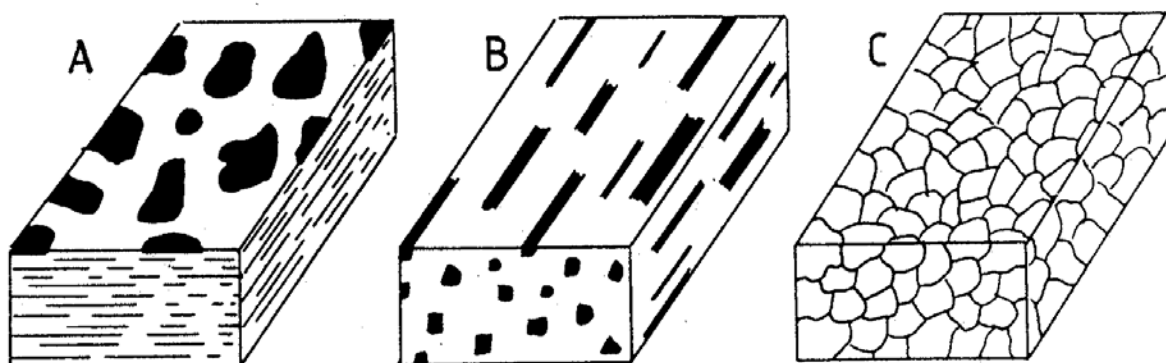
Šoková metamorfóza je nejrychlejším typem metamorfózy a probíhá obvykle jen několik sekund. Příkladem může být metamorfóza hornin po nárazu meteoritu na zemský povrch nebo při podzemním jaderném výbuchu.

Všechny druhy metamorfózy mohou působit v různém stupni intenzity na okolní horniny. Pro zjednodušení můžeme uvést starší model, který člení metamorfózu podle intenzity do tří stupňů:

- slabá metamorfóza (epimetamorfóza)
- střední metamorfóza (mezometamorfóza)
- silná metamorfóza (katametamorfóza)

5.2 Složení a stavba metamorfovaných hornin

Stavba metamorfovaných hornin se utváří převážně v pevném stavu drcením původních či růstem novotvořených minerálů v průběhu metamorfózy. Většina metamorfovaných hornin se vyznačuje plošně paralelní texturou, kterou podmiňuje prostorové uspořádání šupinkovitých, tabulkovitých nebo sloupečkovitých minerálů do přibližně paralelních ploch. Plošně paralelní texturu lze označit také termíny foliace či břidličnatost. U některých hornin je velmi zřetelná (např. fylit, rula), u jiných může být nevýrazná s přechodem do textury všesměrné (některé mramory).

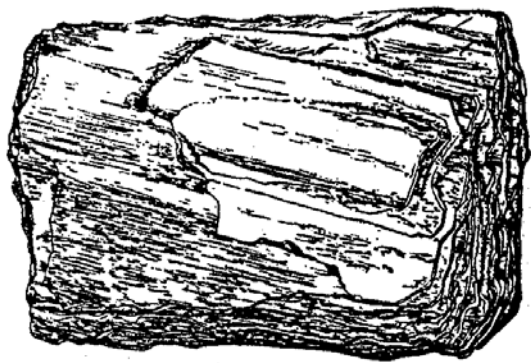


Rozdíl mezi plošně paralelní - A, lineárně paralelní - B a všesměrnou texturou - C.

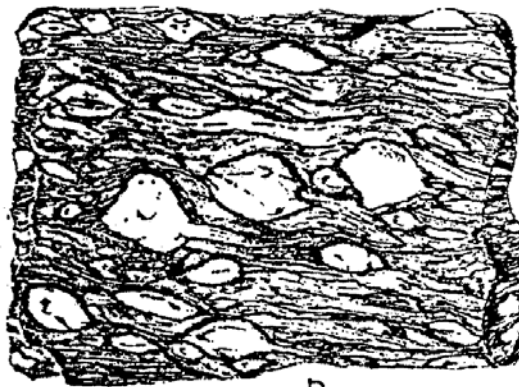
V případě výraznějšího zastoupení sloupečkovitých nebo jehličkovitých minerálů může být vytvořena textura lineárně paralelní (lineace), která je charakteristická nejen uspořádáním minerálů do navzájem paralelních ploch, ale také lineárním uspořádáním sloupečkovitých (či jim tvarově podobných) minerálů přímo v plochách foliace. Ukázkově je lineárně paralelní textura vyvinuta u stébelnatých rul. Rovněž některé amfibolity mají zřetelnou lineárně paralelní texturu.

Podle stupně a charakteru uspořádání součástek lze geometricky u obou typů paralelních textur rozlišovat např. texturu páskovanou, plástevnatou nebo okatou.

Páskovaná textura bývá nejčastěji charakteristická střídáním barevně či zrnitostně odlišných ploch. U plástevnaté textury jsou plochy foliace souvisle potaženy šupinkami slíd. Okatá textura je dána plošným uspořádáním čočkovitých zrn živce, což v příčném řezu připomíná tvar "oka".



A



B

Příklad plástevnaté - A a okaté textury - B.

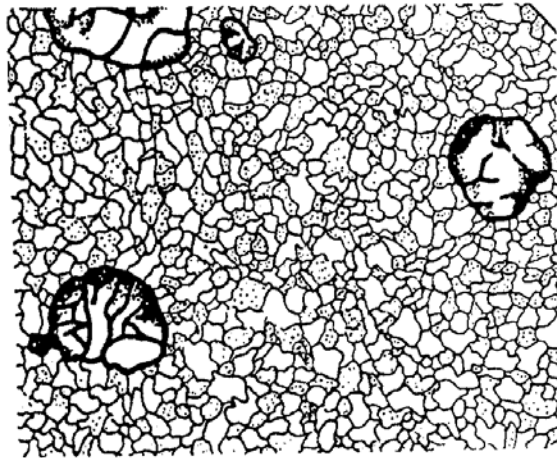
Jen malá část metamorfovaných hornin má texturu všesměrnou (některé kontaktně metamorfované horniny, eklogity a serpentinity neboli hadce). Z hlediska tvaru minerálních součástek je možné rozlišit texturu granoblastickou, lepidoblastickou a nematoblastickou.

- textura granoblastická se vyznačuje přítomností převážně izometrických, nepravidelně omezených zrn - např. mramor
- textura lepidoblastická je charakteristická pro horniny, v nichž jsou v podstatné míře zastoupeny šupinkovité či lupenité minerály - např. fylit, svor
- textura nematoblastická je podmíněna vyšším zastoupením sloupečkovitých nebo jehlicovitých minerálů - např. amfibolit

Pro popis horniny lze používat také kombinace tří výše uvedených textur, přičemž převládající typ textury stojí na konci složeného názvu textury (např. lepidogranoblastická textura označuje texturu s převládajícím šupinkatým minerálem nad zrnitým). Podle relativní velikosti minerálů vyskytujících se v hornině se odlišuje textura homeoblastická (přibližně stejně velké součástky) a heteroblastická (různě velké součástky, netvoří se však porfyroblasty). Zvláštním případem je textura porfyroblastická, kdy se v hornině vytvářejí relativně velká minerální zrna - porfyroblasty vzhledem k velikosti minerálních zrn základní hmoty.



A



B

Textura lepidogranoblastická - A a porfyroblastická - B.

Minerální složení metamorfovaných hornin

Minerální složení má u metamorfovaných hornin, podobně jako u hornin magmatických a sedimentárních, zásadní význam pro určení horniny, neboť odráží podmínky vzniku horniny. Každý minerál je stabilní pouze v určitém rozmezí teploty a tlaku. Rovněž je pro každý minerál charakteristický určitý interval chemické stability. Při změně kteréhokoli z výše uvedených faktorů za krajní hodnoty intervalu stability, začne docházet k postupné přeměně daného minerálu v jiný minerál. Proces směřuje k rovnovážnému stavu systému, tzn. vzniku takového minerálu, který bude v nových podmínkách stabilní. Pochopení principu těchto postupných přeměn je základem pro pochopení metamorfních procesů.

Minerály metamorfovaných hornin lze podle původu rozdělit do dvou skupin:

- minerály, které pocházejí z původních hornin (např. křemen)
- minerály, které se vytvořily v průběhu metamorfózy - označují se jako metamorfní (např. sericit, sillimanit)

Křemen, živce, muskovit, biotit, některé pyroxeny a amfiboly, granáty, turmalín, jsou příklady minerálů, které se vyskytují jak v magmatických, tak i metamorfovaných horninách. S řadou z nich se setkáváme i v klastických sedimentech díky jejich odolnosti vůči zvětrávání v průběhu rozrušování výchozích hornin i transportu. Mezi nejodolnější patří křemen, muskovit, granáty.

Kromě výše uvedených, existuje ještě skupina minerálů vznikajících jen při metamorfóze: některé granáty, andalusit, kyanit neboli disten, sillimanit, cordierit, staurolit, sericit, chlorit, mastek, serpentín, grafit. Jejich identifikaci v hornině lze s největší pravděpodobností považovat danou horninu za metamorfovanou. Některé z nich se mohou vzácně vyskytovat i v jiných než metamorfovaných horninách.

Další (např. křemen, kalcit a dolomit) nezanikají při metamorfóze, a proto se mohou vyskytovat jak v sedimentárních, tak i metamorfovaných horninách (např. přeměna vápence v krystalický vápenec neboli mramor).

5.3 Systematický přehled regionálně metamorfovaných hornin

(Ukázky makroskopických vzorků vybraných metamorfovaných hornin naleznete v obrazové příloze VI)

Leukokrát ní ruly (ortoruly)

Ortoruly se minerálním i chemickým složením příliš neliší od granitických hornin. Převládají v nich světlé minerály (křemen, draselný živce a plagioklas) nad tmavými (většinou slída, ale i amfiboly a pyroxeny), jejichž podíl zpravidla nepřesahuje 20%. Na rozdíl od granitických hornin mají však paralelní texturu (plástevnatou, stébelnatou, okatou apod.) a granoblastickou nebo granolepidoblastickou strukturu. Horniny ortorulového typu v migmatitových areálech mají často stavbu migmatitickou se stínovým rozlišením substrátu a metatektu (anatexity, stínové migmatity apod.)

Skutečnými ortorulami, odpovídajícími genetické definici, jsou z nich však jen horniny, které vznikly metamorfózou vyvřelých hlubinných a žilných hornin (granitů). Ve skutečnosti však jde v mnoha případech o horniny odlišného původu, takže pro celou tuto petrografickou skupinu navrhl Fediuk (in Dudek a kol. 1963) označení leukokrát ní ruly.

Leukokrát ní ruly se zpravidla petrograficky dělí podle poměru draselných živců a plagioklasů a podle dalších minerálů a struktur. Rozdělují se např. muskovitické a dvojslíd né leukokrát ní ruly, které jsou zpravidla v oblastech svorů, biotitické a amfibol-biotitické v asociaci s pararu-

lami a migmatitické v areálech migmatitových. K ortorulám jsou někdy zařazovány tzv. alkalické ruly (s nefelinem, egirinem apod.), které se vyskytují vzácně např. v Alpách. Jejich geneze je však velmi nejasná a může jít i o nemetamorfované alkalické usměrněné vyvřeliny. Z Alp se uvádí také tzv. floitit ty, horniny ortorulového složení (epidot-biotitické plagioklasové ortoruly), jež vznikly metamorfózou žilných hornin. Leukokratní ruly jsou hojné ve všech metamorfních oblastech, v nichž tvoří často celé rozsáhlé komplexy. Jsou popisovány nejen z Alp, kde jsou spolu s granity zastoupeny např. v masívu Mont Blancu (tzv. protogin) a v Gotthardském masívu ve Vysokých Taurech. Vyskytují se též v Karpatech (Nízké Tatry), v Pyrenejích a na řadě dalších míst ve Francii (Massif Central) i v SRN (např. tzv. „Schapbachgneis“ ze Schwarzwald). Leukokratní ruly jsou důležitou součástí všech jednotek krystalinika Českého masívu. Známé jsou „červené ruly“ Krušných hor, původně prekambrikové granity a jim blízké ortoruly oharské, krkonošské a jizerské dvojslídne ortoruly přecházející do granitů lužického masívu, ortoruly v Orlických horách a v Jeseníkách (tzv. keprnická ortorula, ruly gierałtowské, u kterých se dnes předpokládá metasomatický původ, a sněžnická ortorula). Celá řada typů leukokratních rul je zastoupena v moldanubiku. Tvoří především velké komplexy hornin pravděpodobně různého původu (tzv. „gfóhlské migmatitické ruly“) např. ve Waldviertlu, na západní Moravě (rokytenský komplex v okolí Moravských Budějovic) a v jižních Čechách (podolský komplex na Písecku, popovický u Votic, leukokratní ruly v Pošumaví u Netolic, Českého Krumlova aj.). Značný plošný rozsah na Bechyňsku, na západě Českomoravské vrchoviny (Pacov, Ml. Vožice, Načeradec, Posázaví) zaujímají rulové komplexy, v nichž se mnohonásobně střídají polohy pararul s metrovými polohami leukokratních rul, které vznikly nejspíše metamorfózou drob. Dosti hojné jsou také masívky leukokratních rul, které vystupují v jádrech antiklinálních struktur a pro které lze předpokládat skutečně ortorulový původ. Mívají např. reliktů kontaktního působení (turmalinizace u ortorul blanické a přibyslavické, lemy smíšených hornin u ortoruly radonické či bechyňské), reliktů původní zonální stavby granitických masívů (strážská ortoruly u Jindřichova Hradce) a reliktů původních autometasomatických přeměn (greisenizace a Sn - W zrudnění v ortoruly pacovské). Z dalších výskytů v Čechách je třeba ještě uvést ortoruly v plášti středočeského plutonu (Mirotice, Staré Sedlo u Orlíka, tzv. plagiaplity jílovského pásma v Povltaví), ortoruly kouřimské na Kutnohorsku a jim příbuznou běstvinskou ortorulu od Golčova Jeníkova a tzv. ortorulu bítešskou z moravika; pro tu se v poslední době podle tvaru tělesa, reliktů vysokoteplotních minerálů a geometrických znaků předpokládá vznik přeměnou výlevů tvořících běžnou lineární erupci.

Granulity

Také granulity mají diskovitě křemeny, granoblastickou strukturu a žulové složení (málo chemicky vázané vody, přebytek Al v poměru k Si a k alkáliím a převahu Mg nad Ca). Časté je střídání pásků s různým obsahem biotitu, navzájem dosti ostře ohraničených a minerální asociace K-živec-plagioklas-křemen-granát-kyanit (cordierit je jen výjimečný). Od leptynitů se liší zpravidla složením granátu, který je bohatší pyropovou složkou a hlavně přechody do hornin obsahujících hypersten (tzv. bazické granulity, trapgranulity, charnockity, enderbity a hyperstenické ruly), s nimiž tvoří asociaci hornin granulitové facie, vyskytující se vždy v zónách nejvyšších stupňů regionální metamorfózy, např. v Kanadě, v Antarktidě, na Cejlonu a v Indii. Poměrně hojné jsou v Evropě: ve Skandinávii (v Norsku, v severním Finsku a v přilehlé části Ruska), ve Španělsku (Cabo Ortegal), ve Francii, ve Skotsku. Ve střední Evropě jsou především v jižní části moldanubika (jižní Čechy - Prachatice, Český Krumlov, Křišťanov, záp. Morava - Dolní Bory, Náměšti nad Oslavou, Rakousko - Waldviertel) a v Sasku (mezi Reichen-

bachem a Harthou). Saským granulitům jsou blízké granulity z údolí Ohře u Stráže nad Ohří, z Bavorska (v tzv. munchberské rulové kře) a z Polska (St. Gieraltow).

Přeměněné ultrabazické horniny

V oblastech regionální přeměny se často vyskytují přeměněné ultrabazické horniny, peridotity a anortozity. Za podmínek nízkých stupňů metamorfózy vznikají z těchto hornin krupníky, maskové a chloritové břidlice, středním stupňům přeměny odpovídají tremolitové a antofylitové břidlice a amfibolity a v nejvyšších stupních vznikají olivínovce.

Krupníky a chloritické břidlice

Horniny tvořené maskem a chloritem se podle minerálního složení dělí na 3 skupiny: krupníky, tvořené převážně maskem s příměsí chloritů, tremolitů a karbonátů; maskové břidlice, které jsou tvořeny téměř jen maskem, většinou s velmi výraznou břidličnatostí a ostatní minerály (obdobné jako v krupnicích) jsou zastoupeny jen jako vedlejší součásti; chloritické břidlice, obsahující převážně chlorit (vedlejší součásti masky, tremolitu, magnetitu). Jsou to šedavé (převažuje-li maska) nebo zelenavé (převažuje-li chlorit) horniny, většinou výrazně břidličnaté, jemně až středně zrnité. Horniny této skupiny se vyskytují poměrně vzácně a většinou společně budí jako samostatná čočkovitá tělesa v krystalických břidlicích (svory, fylity), nebo v hadcích. Vznikají působením hydrotermálních roztoků na ultrabazické horniny, vesměs již předtím metamorfované. V některých případech mohou vznikat přeměnou magnazitů za přínosu křemíku a vody. Předpokládá se, že horniny převážně chloritické vznikají za nižších teplot než horniny maskové. Odpovídá tomu jak pozorování v přírodě (chloritické břidlice tvoří většinou vnější obaly krupnikových těles), tak i výsledky některých experimentálních prací.

Krupníky a maskové břidlice se používají jako suroviny na výrobu žáruvzdorného materiálu k získávání masky a jako plnidlo do umělých hmot. Známé lokality jsou ve Spojených státech (Sierra Nevada), ve Finsku a Švédsku, na Shetlandských ostrovech, na Uralu, v munchberské rulové kře, v Pyreneích, v rakouských Alpách (Rabenwald, Habachtal) a ve švýcarských Alpách (Zillertal). V ČR jsou nejznámější výskyt na severní Moravě u Sobotína v amfibolitech a na Slovensku u Hnúšti a Jelšavy, kde však vznikly přeměnou a metasomatickým přínosem látek z karbonátů (magnazitů).

Aktinolitické (tremolitické) břidlice, gedritity, antofylitové břidlice a amfibolity vznikají za středních stupňů metamorfózy z některých ultrabazik (hornblendity, hadce). Bývají téměř monominerální (aktinolitit, antofylitit apod.).

Antofylitové břidlice jsou v moldanubiku (Želivka, Ml. Vožice-Elbančice). Ve Finsku se těží jako významná surovina (amfibolový azbest) v jednom z nejstarších dolů v Evropě (Paakila ve středním Finsku).

Serpentinity a olivínovce

Serpentinity - hadce - jsou metamorfované horniny tvořené převážně serpentinem, tzv. směsí lupenitého antigoritu, který převládá, vláknitého chrysolitu nebo lizarditu a izotropní hmoty, tzv. serpofitu. Mají většinou masivní nebo nepříliš výrazně paralelní texturu a specifické struktury - mřížkovitou, smyčkovou nebo bastitovou, v níž serpentínová hmota tvoří pseudomorfózy po pyroxenech. V serpentinitech obsahujících granáty je častá tzv. struktura kelyfická (zrna granátu jsou lemována souvislou obrubou vláknitých minerálů, hlavně ze skupiny amfibolů). Kromě serpentinu a dosti častého granátu jsou v serpentinitech zastoupeny pyroxeny, tremolit, brucit a rudní minerály magnetit, chromit aj. Hojně jsou také relikty původní-

ho olivínu, jehož rozkladem serpentín vznikl. Podmínky této přeměny peridotitu na hadec nejsou dosud jednoznačně osvětleny. Za poměrně nízké teploty a tlaku a při přínosu vody dochází k hydrataci olivínu od okrajů zrn a puklin. Přeměna ovšem vyžaduje i migraci křemíku. Vznik magnezitu dokazuje, že při ní panují oxidační podmínky a celková bilance má dosti značné změny objemu, které se však většinou v okolních horninách neprojevují. Stejně jako původní peridotity tvoří hadce jen drobnější tělesa v různě silně metamorfovaných horninách.

Peridotity, z nichž hadce vznikají, jsou většinou považovány za vyvřelé horniny. U některých výskytů takových hornin, tvořených hlavně olivínem, jsou o tomto způsobu vzniku pochybnosti. Bylo totiž dokázáno jak experimentálně, tak i pozorováním v přírodě, že olivínovce mohou vznikat spíše za metamorfních podmínek. Platí to zejména pro olivínovcové koule a pecky v granulitech známé ze saského granulitového pohoří a z granulitových masívů moldanubika (Klel u Českého Krumlova, okolí Dolních Borů na Moravě), i pro některé další olivínovce oblasti regionální metamorfózy (Skotsko, Alpy).

Na hadce jsou vázána ložiska platiny, chrómu a některá ložiska niklu, proto je jim věnována značná pozornost. Vyskytují se dosti hojně, např. v Rusku (Nižnyj Tagil, Ilčirské hadce), v jižním Švédsku, ve Finsku (Joensuu), v munchberské rulové kře, velmi hojné jsou v Alpách (Val Antigorio, Kraubath, Vysoké Taury aj.), ve Waldviertelu (např. Pöchlarn).

Také v ČR se v nevelkých tělesech vyskytují na mnoha místech. Snad nejznámější je hadec od Mohelna, kde na větším tělese vznikla hadcová step (v důsledku specifického složení půd se většině rostlin na hadcích příliš nedaří). Dalším hodně známým výskytem je Křemže u Českých Budějovic, kde při zvětrávání hadců vznikly rudy niklu. Od Křemže byl také poprvé popsán tzv. kelyfit. Jsou to radiálně uspořádané vláknité amfiboly, tvořící lemy kolem zrn granátu v granátických peridotitech a hadcích. Hadce jsou popsány také z okolí Mariánských Lázní, z Modřice u Brna, z okolí Dolních Kralovic, Kutné Hory, Tábora a Letovic. Na Slovensku se vyskytují ve Spišském a Gemerském rudohoří, hlavně v jeho jižní části (Dobšiná, Sedlice, okolí Košic). Granátické hadce se vyskytují na Kutnohorsku (Bečváry, Bořetice), u Křemže a hlavně v podloží Českého středohoří, kde jsou mateřskou horninou českých granátů (tj. pyropů s chrómem). Většina hadců je silně rozpukána, nerozpukane hadce jsou však velmi houževnaté, dobře opracovatelné a leštitelné. Proto jsou vyhledávány jako materiál na štěrk, jako pěkný obkladový kámen i jako materiál vhodný na práce sochařské.

Fylity

Jako fylity se označují krystalické břidlice tvořené převážně křemenem, albitem a sericitem, s nímž se někdy vyskytuje chlorit nebo i biotit (vesměs do velikostí lupínek pod 0,1 mm). Někdy jsou ve větším množství přítomny i další minerály - chloritoid, magnetit, kalcit, grafit, pyrit a zbytky klastických zrn draselného živce, amfibolu aj.

Fylity se vyznačují velmi jemným zrnem, tence břidličnou odlučností a charakteristickým hedvábným leskem na plochách břidličnatosti, způsobeným drobnými lupínky slíd. Plochy břidličnatosti bývají velmi často intenzívně zvrásněny do milimetrových až centimetrových vrásek, v jejichž vrcholech jsou drobné čočky sekrečního křemene. Fylity jsou většinou dosti tmavé, někdy grafickou substancí zbarveny do černa, nejčastěji však šedé, zelenavě šedé nebo stříbřitě šedé. Struktura fylitů je zpravidla blastopelitická. Fylity jsou charakteristickou horninou nízkého stupně regionální metamorfózy a většinou se pozvolna vyvíjejí z nemetamorfovaných jílovitých břidlic. Struktury a textury svědčí většinou o významném uplatnění směrného tlaku za teploty poměrně jen málo zvýšené.

Fylity tvoří velké oblasti nejnižší regionální metamorfózy ve štítech, např. v Kanadě, ve Skotsku (Perthshire) a ve Skandinávii (ve Finsku okolí Tampere, v Norsku okolí Osla), jsou rozšířeny i ve vrásavých pohořích, zejména v Alpách (např. v masívu gotthardském a v tzv. schistes lustrées, kde jsou hojné též fylity kalcitické aj.) a v Karpatech. V Německu jsou v Thüringer Wald fylitizované devonské břidlice, podobně jako v Rheinische Schiefergebirge, se zajímavými výchozy v údolí řeky Mosel. Nejdůležitější výskyty v ČR jsou v barrandienském prote-rozoiku západních a středních Čech (známé jsou zejména tzv. pokrývačské břidlice od Manětína a Rabštejna nad Střelou, fylity z Kralupska, z Tróje u Prahy a ze Železných hor). Fylity jsou významně zastoupeny v Krušných horách (Kraslice, Aš, Cheb, Jáchymov), v Krkonoších a v Podkrkonošské pahorkatině (zejména pokrývačské břidlice a fylity od Železného Brodu a z okolí Semil, kde jsou zastoupeny i fylity kalcitické), na území mezi Náchodem a Novým Městem n. Metují, na severní Moravě v porůčí Moravice (Budišov n. Budišovkou v severomoravském karbonu a v sérii Branné, kde jsou u Alojzova i vápnité fylity). Z výskytů na Slovensku je třeba uvést zejména Spišské a Gemerské rudohorie a Malé Karpaty (Marianka). Chloritoidové břidlice jsou známé hlavně z Harzu, ze Shetlandských ostrovů, z Alp (okolí Loeben, gotthardský masív), z Krivojrožské oblasti. U nás jsou zastoupeny zejména v Železných horách, v okolí Vodňar u Prahy, v okolí Aše, v Hrubém Jeseníku a na Slovensku v Gemeridech (např. v okolí Nižné Slané). Fylity se zvláště dobrou odlučností se používají jako krytina (tzv. pokrývačské břidlice), drcené fylity jako plnidlo a izolační materiál a pro obsah některých minerálů (např. grafitu, magnetitu, pyritu) se těží i jako surovina.

Svory

Svory jsou drobně až středně zrnité horniny, tvořené převážně křemenem a slídami (živců, hlavně kyselých plagioklasů, je méně než 10 % ze světlých součástí), k nimž přistupují některé charakteristické minerály, tvořící většinou porfyroblasty: granát (nejčastěji almandin), staurolit a kyanit. Méně častý je amfibol, glaukofan, kalcit, grafit, z akcesorií bývá zastoupen turmalín, apatit a zirkon. Většina svorů má velmi výraznou břidličnatost, podmíněnou dokonalým paralelním uspořádáním lupínek slíd a často i střídáním proužků a čoček převážně slídových a křemenných. Struktura je lepidogranoblastická, časté je intenzivní detailní provrásnění v milimetrových až centimetrových vráskách, které spolu s rotací porfyroblastů, zejména granátu, svědčí o značném uplatnění prostupujících pohybů při metamorfóze.

Petrografické dělení svorů se provádí jednak podle charakteristických minerálů (např. staurolitický, kyanitový, granátický, kalcitický apod.), jednak podle druhu a množství slíd (muskovitický, muskovit-biotitický, dvojslídny, paragonitový apod.). Většina svorů je produktem středních stupňů regionální metamorfózy, v nichž se uplatňuje směrný tlak za zvýšené teploty a vyššího hydrostatického tlaku. Svědčí o tom jejich zprostředkující postavení mezi fylity a rulami.

Ke klasickým oblastem výskytu svorů patří Alpy (např. Nízké Taury, Tessin), kde jsou hojné i svory kalcitické (území kolem Simplonu, Bundenské Alpy) a paragonitové (gotthardský masív), Skotská vysočina a východní okraj Českého masívu na severní a střední Moravě a v Rakousku (Waldviertel), odkud byly popsány zejména F. Beckem a jeho žáky. V Českém masívu jsou svory rozšířeny v Krušných horách (Klínovec), v domažlickém krystaliniku, v krystaliniku Tepelské vysočiny (Úterý, Žlutice), v Krkonoších, kde chlorit-muskovitické svory patří k nejrozšířenějším parametamorfitům, v Orlických horách a zejména v Hrubém Jeseníku, odkud jsou známé staurolitické svory v Červenohorském sedle a hlavně v zábřežské sérii (Hoštejn). Jsou hojné i v moldanubiku v okolí Chýnova, Železné Rudy, Kaplic a Uherčic a zejména v slaběji metamorfovaných jednotkách, které moldanubikum lemují (Český les, ratajská zóna, kutno-

horské krystalinikum a tzv. moravská svorová zóna mezi Kremsem v Rakousku, Vranovem nad Dyjí a Svojanovem). Svory jsou hojné také na Slovensku, např. ve Slovenském rudohoří (Vepor) a v Malých Karpatech. Výskyty hornin, které petrograficky odpovídají svorům, jsou však známy i z oblastí nejsilnější metamorfózy a nelze je vždy považovat za produkty slabší metamorfózy než okolní horniny. V takových případech je nutno předpokládat, že jejich vznik byl podmíněn buď primárním složením (nebyl dostatek vhodných komponent na vznik živců), nebo jde o zpětnou přeměnu (diaforézu) původních pararul při mladších pochodech za nižší teploty, zpravidla v zónách intenzivních pohybů. Tomuto způsobu vzniku svorových hornin byl dříve připisován hlavní význam; dnes jsou jako diaforitické interpretovány svory jen výjimečně. Patří k nim snad svorové horniny na tzv. rodelské linii mezi Dunajem u Lince a Kaplicemi a některé svory jaderných pohoří v Karpatech.

Pararuly

Pararuly jsou jemně až hrubě zrnité krystalické břidlice, tvořené hlavně křemenem, živci a slídami, místo nichž ovšem může být ve větší míře zastoupen i jiný tmavý minerál, pyroxen, amfibol, cordierit, granát aj. Často se v nich vyskytuje též sillimanit, kyanit a andaluzit. Mají většinou lepidoblastickou nebo granolepidoblastickou strukturu, dosti často porfyroblastickou a téměř vždy břidličnatou, plástevnou nebo okatou texturu (tzv. perlové ruly).

Jednotlivé odrůdy se rozlišují podle přítomnosti a poměru živců (plagioklasové pararuly, pararuly s převahou draselného živce nad plagioklasem apod.), slíd (muskovitické, dvojslídité, biotitické aj.) a podle zastoupení dalších minerálů (např. amfibol-biotitické, sillimanit-biotitické, grafitické, granátické, cordieritické, kvarcitické apod.). Méně časté je dělení podle stavby (kompaktní, rohovcové, břidličné, okaté). Minerály vznikají v pararulách buď v důsledku odlišného složení (grafitické, kvarcitické ruly) nebo stupně metamorfózy (muskovit, sillimanit, cordierit, hypersten). Diopsid indikuje vyšší primární příměs vápníku. Pararuly jsou nejrozšířenější horninou areálů silné regionální metamorfózy, v nichž bývají prostorově spjaté s výskyty granitických hornin. Dosti často je tato souvislost velmi výrazná a pararuly různých metamorfních stupňů lemují v koncentrických zónách masívy granitických hornin. Směrem k nim roste intenzita metamorfózy většinou od svorů a dvojslídých pararul, v nichž je zřejmé výrazné uplatnění dynamické metamorfózy (stressu), přes biotitické a sillimanit-biotitické pararuly až po cordierit-biotitické nebo pyroxen-biotitické pararuly, v nichž teplotní faktor byl již zcela rozhodující. Často při tom došlo k natavení a vznikly migmatity nebo pararuly rohovcové. Tak je tomu také v české části moldanubika.

Pararuly vznikají z jílovitých břidlic, jejichž vlastnosti a složení jsou často zachovány až do nejvyšších stupňů přeměn. Zejména v textuře bývají zachovány zbytky původních texturních znaků (mj. i zkaměnělin), zatímco vztahy struktur jsou komplikovanější. Horniny, které byly původně jemnozrnné (pelity), se při metamorfóze mění na hrubozrnnější pararuly a naopak původně hrubozrnnější úlomkovité horniny dávají vznik pararulám jemnozrnným. Také vznikající společenstvo minerálů závisí na podmínkách přeměny i na výchozím složení. Nadbytek hliníku působí příznivě na vznik sillimanitu, kyanitu, vznik granátu, cordieritu i staurolitu je ovlivňován poměrem železa a hořčíku, vyšší obsah vápníku podmiňuje vznik pyroxenu, obsah organické substance vznik pararul grafitických. Často jsou zachovány původní klastické minerály (např. zirkon).

Většina pararul snadno zvětrává a rozpadá se na jílovitopísčité eluvium. Pro odlučnost v nepravidelných destičkovitých úlomcích se nehodí na zpracování a používají se jen jako méně-

cenný lomový kámen nebo štěrk. V poslední době se provádějí pokusy s těžbou sillimanitických pararul jako suroviny na výrobu hliníku.

Pararuly jsou nejrozšířenější horninou štítů (v Kanadě, ve Skandinávii, na Ukrajině) a centrálních částí vrásových pohoří (Alpy, Karpaty, Pyreneje). Ke klasickým oblastem patří Skotsko (Black Hill) a Massif Central Francais ve Francii a Schwarzwald v SRN. V ČR tvoří rozsáhlé části moldanubika na Českomoravské vrchovině a v Posázaví. V těchto oblastech převládají sillimanit-biotitické plagioklasové pararuly, v pestré sérii s polohami granát-biotitických pararul a pararul K-živec-plagioklasových. V tzv. svorových pásmech (Chýnov, Kaplice, Uherčice) jsou zastoupeny muskovit-biotitické pararuly a v lemech kolem plutonů jsou v migmatitech místy pararuly cordierit-biotitické, které mají zvýšený obsah mikroklinu a magnetitu. Souvisí to s přeměnou původních svorů a rul při migmatizaci.

Krystalické vápence a dolomity (mramory)

Pod souhrnné označení mramory se zařazují metamorfované horniny tvořené převážně kalcitem a dolomit. Mají granoblastickou stavbu (dlažební nebo zubovitá) a jsou většinou kompaktní. Bývají bělavé nebo různě pestře zbarvené, většinou podle toho, jaké příměsi obsahují. Příměsi bývají zkoncentrovány do různě zbarvených proužků, často detailně zvrásněných. Podle poměru kalcitu a dolomitu a podle poměru karbonátů a silikátů se rozlišuje celá řada odrůd : krystalické vápence, dolomitické vápence, kalcitické dolomity; mramory chudé na příměsi přecházejí až do erlánů chudých na karbonáty apod. Nejrozšířenější jsou krystalické vápence s dolomitickou příměsí; čisté krystalické vápence jsou poměrně vzácnější, stejně jako čisté dolomity, které vznikají častěji přínosem hořčíku do původních vápenců až při metamorfóze než metamorfózou sedimentogenních dolomitů.

Minerály, tvořící příměs v mramorech, závisejí na výchozím složení a na stupni metamorfózy. Mramory v asociaci s fylity obsahují často tremolit, křemen, albit, epidot, zoisit, mastek, serpentín, v mramorech v asociaci se svory se vyskytuje tremolit, aktinolit, muskovit, diopsid, v mramorech tvořících vložky v pararulách bývá flogopit, forsterit (který snadno serpentinizuje a vznikají mramory se zelenavými skvrnami serpentinu, tzv. ofikalcity), plagioklas, diopsid, granát, skapolit, spinel, chondroit aj. Tyto silně metamorfované mramory jsou zpravidla hrubozrnné. Na kontaktech hlubinných vyvřelin vznikají mramory s wollastonitem, vesuvianem, grossularem (např. u nás kontakty středočeského plutonu a šumperského masívu). Na kontaktech efuziv dochází za vysokých teplot k disociaci karbonátů a k úniku CO₂ tak vzniká v kontaktně metamorfovaných vápencích periklas, akermanit, monticellit, larnit, merwinitt, tilleyit a jiné minerály. Takové vysokoteplotní kontakty jsou známy např. ze Skotska (Aberdeenshire), Irska (Carlingford) a ze Spojených států (Kalifornie).

Mramory tvoří většinou několik desítek a výjimečně až několik set metrů mocné polohy v metamorfovaných sedimentárních sériích. Ze světových lokalit jsou nejznámější výskyty v Řecku (Pentelikon, Hymettos, Korint, ostrov Paros a Lesbos) a v Itálii (zejména Carrara a Massa i jinde v Apuánských Alpách). Důležité výskyty jsou ve Spojených státech (yulský mramor z Colorada, mramor z Penteliku v Alabamě nebo ze Sierry Nevady v Kalifornii), v Kanadě, v Himálaji (Nanga Parbat), v Číně (pekingský mramor), ve Finsku (Mustio, Parainen), na různých místech v Alpách (Tyrolsko, Tessin), kde jsou také nejznámější výskyty ofikalcitů, krystalických dolomitů (Binental, Tessin) a brucitických mramorů (Predazzo u Bolzana v sev. Itálii).

Oblast Carrara v Itálii poskytuje především sochařskou a architektonickou surovinu světové kvality.

Z výskytnů v ČR jsou nejproslulejší mramory z okolí Supíkovic a Dolní Lipové v Jeseníkách, z

okolí Vrchlabí, z moldanubika jižních Čech (Český Krumlov, Horažďovice, Chýnov) a západní Moravy (Posázaví, Moravské Budějovice, Nedvědice). Mramory se vyskytují též v Železných horách (Vápenný Podol, Prachovice), v ostrovní zóně ve středočeském plutonu (kontaktně metamorfované mramory u Skoupí na Sedlčansku a u Nerestců poblíž Mirovic) a v moraviku ve vranovsko-olešnické sérii (Velké Tresné, Kunštát, Uherčice). Na Slovensku se vyskytují v okolí Lučence (známý mramor tuhárský) a u Hodruše, kde jsou zastoupeny mramory, které vznikly kontaktní metamorfózou triasových vápenců. Krystalické vápence jsou důležitou surovinou pro výrobu cementu, používají se v chemickém průmyslu, v cukrovarech a v zemědělství (jako hnojivo). Jsou nejvýznamnějším materiálem sochařským a nejvyhledávanějším materiálem na obkladové desky.

5.4 Systematický přehled kontaktně metamorfovaných hornin

Taktity

Při velmi vysoké teplotě a nízkém tlaku (při periplutonické regionální a při kontaktní metamorfóze) dochází k:

a) Dekarbonizaci - reakcemi mezi silikátovou a karbonátovou složkou. Vznikají na Ca a Mg bohaté silikáty a uvolňuje se CO_2 . Proto v oblastech vysoké regionální metamorfózy (např. v moldanubiku) jsou jen méně hojné přechodní členy mezi vyhraněnými skupinami téměř čistých mramorů a erlanů, které jsou za nižších stupňů (Krkonosé, Krušné hory, Barrandien) běžné.

b) Disociaci karbonátů - tj. k rozkladu karbonátů za úniku kyslíku a vzniku grafitu a v dolomittech periklasu.

c) Výměnným reakcím s okolím - tenké pásy mramorů v rulách mohou být těmito reakcemi nahrazeny novotvořenými amfibolity a naopak některé karbonátové pásy v amfibolitech vytvářeny při metamorfóze z Ca a Mg, které nemohou za daných podmínek vstoupit do mřížek amfibolu a plagioklasu.

Tzv. taktity, složením odpovídající erlanům, jsou horniny, které vznikají na kontaktech hlubinných vyvřelin s karbonáty bimetasomatickou výměnou látek. Jsou to nehomogenní horniny tvořené na kontaktu s vápenci wollastonitem, vesuvianem, granátem, plagioklasem aj. minerály nebo diopsidem, forsteritem, spinelem, flogopitem atd. na kontaktu s dolomity. Na vzniku těchto minerálů se účastní jak prvky karbonátové horniny (Ca či Mg), tak i granitoidu (hlavně Si a Al). Jsou známy např. ze Skotska („skarny“ s vesuvianem v Aberdeenshire), z Alp (Monzoni) a od nás z Jeseníků (kontakty šumperského granodioritu s vápenci u Bludova, kontakty žulovského masívu) a z kontaktů středočeského plutonu s proterozoickými i paleozoickými vápenci ostrovní zóny (Čerčany, Velběhy na Sedlčansku, Strakonicko) nebo z uzavřenin (např. charakteristických uzavřenin v sedlčanském granodioritu). Obdobné horniny vznikají také na styku dolomitu s hadcem. Známý je diopsidický skarn bohatý chromem z ložiska Outokumpu ve středním Finsku.

Předpokládá se, že karbonáty jsou také zvláště příhodným prostředím pro infiltrační metasomatózu. Dochází k ní např. při přínosu hořčíku (dolomitizaci) mramorů kolem žil granodioritových porfyrů na Sušicku, kde dolomitizované zóny dosahují až desetimetrové šířky. Infiltrační metasomatózou s přínosem hořčíku, železa a křemíku se vysvětluje vznik skarnů a amfibolitů na kontaktech hlubinných vyvřelin. Toto vysvětlení vzniku však může platit jen tam, kde struktury vznikající metasomatickým pohybem látek jsou průkazné (např. v Nedvědicích), v ostatních případech bývá sporné.

Kontaktní břidlice

Vznikají ve vnějších částech kontaktního dvora. Jsou většinou šedé barvy a výrazně břidličnaté textury. Minerální složení je biotit, muskovit, živce a křemen. Na plochách foliace se vytvářejí buď jen shluky grafitového pigmentu nebo porfyroblasty metamorfních minerálů (andalusit, cordierit).

Kontaktní rohovec

Je šedý až tmavě šedý, někdy hnědošedý. Textura je obvykle celistvá, všesměrně až plošně paralelní (páskovaná). Vzniká ve vnitřní části kontaktního dvora (při intenzivnější metamorfóze). Hlavními minerály bývají biotit, živce, křemen, andalusit a cordierit.

Tyto horniny jsou známy především z kontaktu s vyvřelými hlubinnými tělesy. Poskytují kvalitní drcené kamenivo.

Porcelanit

Je často pestře zbarvená hornina. Nejčastěji šedé, ale také žlutošedé, hnědošedé, červeno-hnědé i černé barvy. Zbarvení závisí na minerálním složení původní pelitické sedimentární horniny. Porcelanity jsou makroskopicky celistvé, všesměrné, značně tvrdé horniny s lasturnatým lomem. Jsou velmi křehké a na hranách ostré. Na rozdíl od sedimentárních rohovců jsou matné a na hranách neprůsvitné.

Erlan (vápenato-silikátový rohovec)

Vzniká kontaktní metamorfózou sedimentárních vápenců, které obsahovaly křemitou nebo jílovitou příměs. Je to šedozelená až hnědošedá, celistvá nebo jemně zrnitá hornina s všesměrnou až slabě plošně paralelní texturou. Hlavními minerály jsou diopsid (druh pyroxenu), živce a křemen. V některých erlanech mohou být přítomny také granáty.

Obrazová příloha I
Hlubinné vyvřelé horniny



Slezská žula, Černá
Voda



Granodiorit, Žulovský
masív



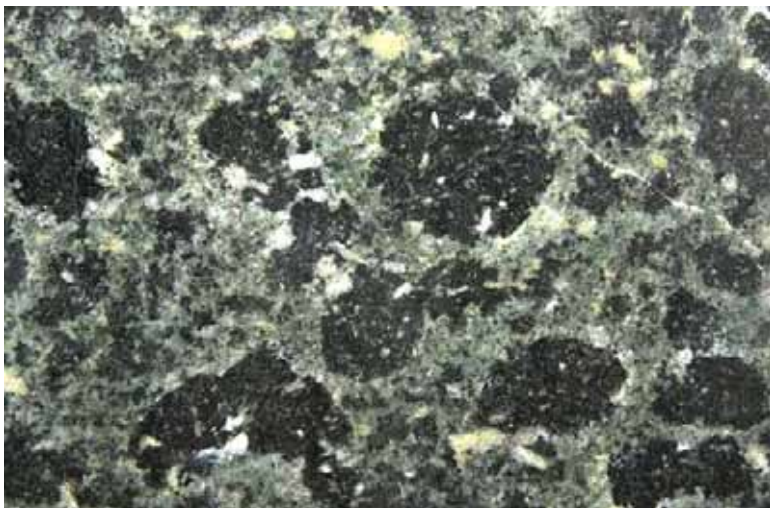
Liberecká žula,
Ruprechtice



Diorit, Kuhlergrund,
SRN



Syenit, Burgstadel,
SRN



Gabro, Jablanica,
Bosna

Obrazová příloha II
Žilné vyvřelé horniny



Žulový porfyr, Hrdlovka u
Mostu



Aplit, Stutzenbach, SRN



Pegmatit, Maršíkov

Obrazová příloha III
Výlevné horniny



Ryolit, Hliník nad Hronom



Andezit, Nezdenice u
Luhačovic



Nefelinický bazanit
(tinguait), Dobkovice



Bazalt, Lennoxtown,
Skotsko



Obsidian, Island



Perlit, Viničky u
Slovenského Nového
Mesta, SR



Trachyt, Špičák

Obrazová příloha IV
Klastické sedimenty



Brekcie, Guidesweifer, Nahl,
SRN



Slepenec, Altweier, Vogézy,
Francie

Obrazová příloha IV
Klastické sedimenty



Glaukonitický pískovec,
Řeka u Stříteže

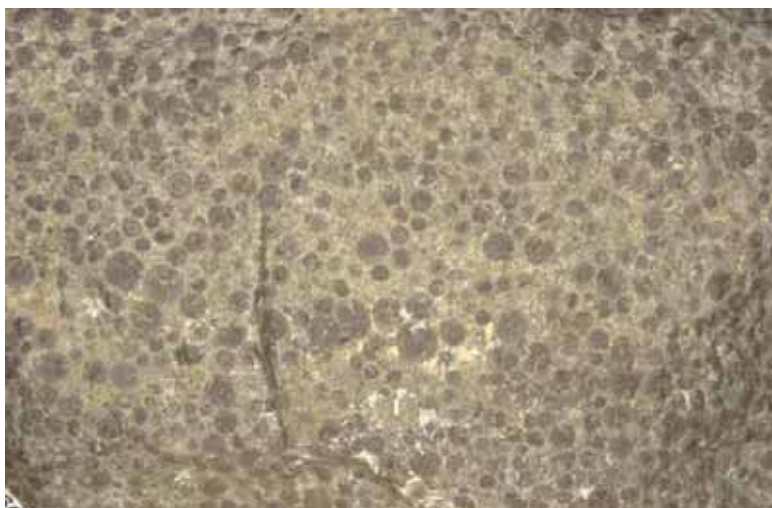


Droba, Bohučovice

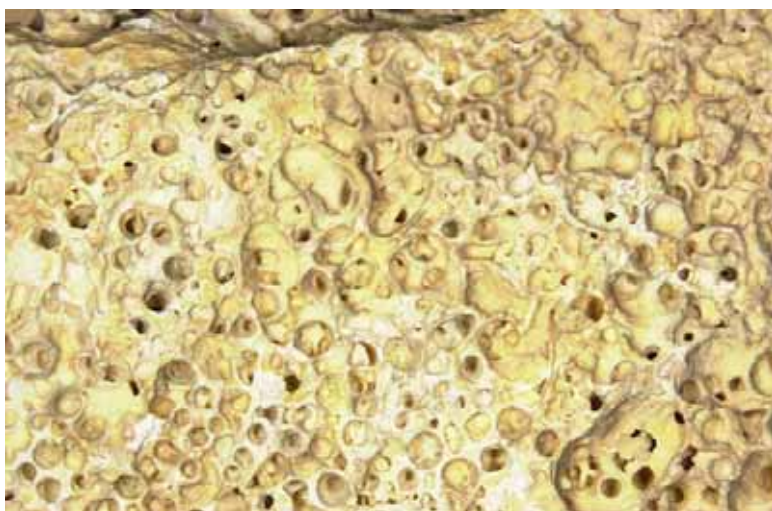
Obrazová příloha V
Cementační sedimenty



Dolomit, Rothenzechan,
SRN



Ankeritový vápenec,
Bernburg – Grona, SRN



Travertin, Bešeňová, SR

Obrazová příloha VI
Metamorfované horniny



Aktinolit – chloritická břidlice,
Sobotín



Dvojslídňá rula, Glattbach,
Spessart, SRN



Amfibolit, Golčův Jeníkov, lom
Mastná Bába



Ortorula



Chloritický fylit, Nové Město pod Smrkem



Granátický svor, Airolo, Švýcarsko