

# PETROGRAFIE METAMORFITŮ

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Katedra geologie PřF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 77146 Olomouc,  
tel. 585634533, e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(říjen 2005)

## OBSAH

### Úvod

1. Vznik metamorfitů a jejich rozdělení
  2. Nerostné složení a stavba metamorfitů
  3. Přehled hlavních typů metamorfitů
- Literatura doporučená pro další studium

## Úvod

Podle způsobu vzniku se horniny dělí na tři základní skupiny, a to na magmatity (horniny magmatické či vyvřelé), sedimenty (horniny sedimentární či usazené) a metamorfity (horniny metamorfované či přeměněné). Zhruba 95 % objemu zemské kůry připadá na horniny magmatické a metamorfované; zbývajících 5 % objemu tvoří sedimentární horniny. V nejsvrchnějších částech zemské kůry je však zastoupení sedimentárních hornin podstatně vyšší a na zemském povrchu jsou dokonce převažujícím genetickým typem hornin.

Zařazení horniny do jedné ze tří základních skupin a její bližší klasifikace se provádí nejčastěji na základě struktury, textury a nerostného složení horniny, v některých případech však může být jedním z hlavních klasifikačních kritérií chemické složení horniny.

Jako struktura se označuje vzájemný vztah součástí horniny, podmíněný jejich velikostí a tvarem. Textura je dána prostorovým uspořádáním součástí horniny. Strukturu lze jen někdy rozeznat makroskopicky; bezpečné určení struktury je však možné jen na základě mikroskopického studia. Naopak textura horniny se posuzuje především makroskopicky, a to na co možná největších kusech horniny (nejlépe přímo v terénu na výchozu); při detailním popisu textur je však někdy nutno také použít mikroskopu. Znaky hornin, které určují jejich strukturu a texturu, se často označují jako stavební znaky; struktura a textura se potom společně označují jako stavba horniny (někdy je však termínu stavba používáno jen jako synonyma pro texturu!).

Tento učební text se zabývá metamorfity. Jsou v něm stručně popsány procesy vedoucí k jejich vzniku, uvedeny nejzákladnější údaje o jejich nerostném složení a také stavbě. Podrobněji jsou charakterizovány pouze hlavní typy metamorfitů (s přihlédnutím k petrografickým poměrům na území České republiky).

## 1. Vznik metamorfovaných hornin a jejich rozdělení

Metamorfované neboli přeměněné horniny se zkráceně označují jako metamorfity. Vznikají přeměnou neboli metamorfózou sedimentárních nebo magmatických hornin, avšak metamorfózou mohou být postiženy i horniny již dříve metamorfované. Metamorfóza je soubor pochodů, při nichž se hornina přizpůsobuje svým nerostným složením a stavbou termodynamickým podmínkám, které jsou odlišné od podmínek panujících při jejím vzniku. Metamorfni pochody v podstatě směřují k nastolení rovnováhy mezi horninou a prostředím, v němž se tato hornina nalézá. K metamorfóze dochází uvnitř zemské kůry a jen výjimečně i na zemském povrchu, resp. v jeho blízkosti - do metamorfózy se však nezahrnují procesy vyvolané exogenními silami, jako např. zvětrávání a diagenese. V průběhu metamorfniích procesů se přeměňující se horniny nacházejí v pevném stavu.

Metamorfózu mohou vyvolávat čtyři základní činitele: teplota, všesměrný (litostatický) tlak, orientovaný tlak (stress) a chemická aktivita fluidní fáze (roztoků a plynů); vzhledem k tomu, že rychlost nejvýznamnějších metamorfniích procesů je velmi nízká, přistupuje k uvedeným faktorům ještě časový faktor.

Podle toho, kteří činitele se při metamorfóze uplatňují v hlavní míře, lze rozlišit tyto základní typy metamorfózy:

- a/ kontaktní metamorfóza,
- b/ regionální metamorfóza,
- c/ metasomatická metamorfóza,
- d/ dislokační metamorfóza,
- e/ šoková metamorfóza.

Kontaktní (dotyková) metamorfóza probíhá v kontaktních aureolách (kontaktních dvorech) intruzív vlivem tepla pocházejícího z ochlazujícího se a tuhajícího magmatického tělesa. Ke kontaktní metamorfóze dochází za relativně nízkých tlaků a často téměř bez přínosu a výnosu látek (chemické složení metamorfujících se hornin se v těchto případech tedy příliš nemění). Intenzita přeměny a šířka kontaktní aureoly závisí na teplotě a objemu intruze, chemickém složení metamorfujících se hornin (ale i intruzivního tělesa), délce trvání metamorfniích procesů a na celé řadě dalších faktorů, z nichž nejvýznamnější je charakter styku intruzivního tělesa s okolními horninami - největší kontaktní aureola vzniká v případě jen mírně ukloněného kontaktu velkého intruzivního tělesa, v jehož nadloží se může vytvořit kontaktní aureola o mocnosti i několika kilometrů; při jiných úložných poměrech a při menší velikosti intruze se šířka kontaktní aureoly pohybuje řádově v metrech až ve stovkách metrů. Horniny, které jsou produktem kontaktní metamorfózy, se označují jako kontaktně metamorfované horniny.

Regionální (oblastní) metamorfóza má ze všech typů metamorfózy největší význam, protože při ní jsou metamorfniími procesy postihovány obrovské oblasti, v nichž se takto tvoří regionálně metamorfované horniny, které se dříve označovaly jako krystalické břidlice a které jsou nejrozšířenějším typem metamorfitů. Regionální metamorfózou sedimentů vznikají parabřidlice, regionální metamorfózou magmatitů ortobřidlice.

Při regionální metamorfóze se uplatňují všechny výše uvedené faktory, a to zejména litostatický tlak, zvýšená teplota a stress (jak již bylo uvedeno, stress se projevuje jen v relativně menších hloubkách), v určité míře i aktivita fluidní fáze a zásadní význam má délka trvání metamorfniích procesů. V mnoha oblastech lze pozorovat, že intenzita regionální metamorfózy postupně roste a že metamorfované horniny přecházejí od slabě metamorfovaných přes středně

metamorfované až do silně metamorfovaných. Slabě metamorfované horniny se často označují jako horniny epizonálně metamorfované, středně metamorfované horniny jako mezozonálně metamorfované a silně metamorfované horniny jako katazonálně metamorfované. Tento vývoj lze dokumentovat na příkladu regionální metamorfózy jílové břidlice, z níž epizonální metamorfózou vzniká fylit, mezozonální metamorfózou svor a katazonální metamorfózou rula (přesněji pararula). Pokud vývoj postupuje od hornin slabě metamorfovaných k silně metamorfovaným, jde o progresivní metamorfózu. Jestliže je již metamorfovaná hornina při dalším metamorfním procesu metamorfována do nižšího metamorfního stupně (např. metamorfózou ruly se vytvoří hornina blízká fylitu), jde většinou o zpětnou (regresivní, retrográdní) metamorfózu neboli diaforézu; produkty diaforézy se označují jako diafority. - Termínem ultrametamorfóza se označují procesy probíhající v horninách za nejvyšších stupňů regionální metamorfózy nebo kontaktní metamorfózy. Horniny se při ultrametamorfóze nacházejí v plastickém stavu a dochází v nich k oddělení snadno tavitelné složky, která se nazývá metatekt, od složky složením blízké původní hornině, která se nazývá substrát (často jde o křemen-živcový metatekt a rulový substrát). Ultrametamorfózou vznikají horniny zvané migmatity. Ultrametamorfóza může vést postupně k roztavení hornin (anatexi) za vzniku anatektického magmatu (z něho potom mohou vznikat různé typy magmatitů).

V průběhu regionální i kontaktní metamorfózy se chemické složení horniny může nebo nemusí měnit. Podle toho lze rozlišit izochemickou metamorfózu, při níž ke změně v celkovém chemismu nedochází (jde spíše o teoretickou možnost, v praxi se jako izochemická metamorfóza označuje metamorfóza s jen nepatrnou změnou chemismu), a alochemickou metamorfózu, při níž se chemismus horniny podstatně mění. K velmi výrazné změně chemismu dochází při metamorfních procesech označovaných jako metasomatická metamorfóza. Z metasomatických procesů má (s přihlédnutím k našim poměrům) značný význam granitizace (vznik metasomatických granitů z hornin různého složení), albitizace (metasomatické nahrazování různých silikátů albitem), sericitizace (nahrazení živců jemně šupinkovitým muskovitem), serpentinizace (metasomatická přeměna především ultrabazických hornin na metamorfovanou horninu zvanou serpentinit neboli hadec), prokřeměnění neboli silicifikace (v tomto případě jde o metasomatický proces vedoucí k prosycení horniny křemenem) a greisenizace (metasomatická přeměna zpravidla granitoidních hornin, jejímž produktem jsou greiseny, tj. horniny složené v podstatě z křemene, slídy se zvýšeným obsahem Li a často též topazu, fluoritu, kaskiteritu a dalších minerálů).

Zvláštním typem metasomatické metamorfózy je bimetasomatóza. Takto se označuje metamorfní proces, k němuž dochází na styku dvou hornin rozdílného složení. Při bimetasomatóze se tvoří tzv. reakční zóny (o mocnosti v centimetrech až desítkách metrů), které vznikají zatlačováním obou reagujících hornin a které probíhají víceméně paralelně s plochou kontaktu mezi těmito horninami. Chemické složení reakčních zón odpovídá různým stadiím přechodu mezi reagujícími horninami, jejich nerostné složení je odrazem chemismu a metamorfních podmínek. Typickým produktem bimetasomatózy jsou tzv. reakční skarny vznikající na styku mezi karbonátovými a silikátovými horninami.

Dislokační (kataklastická) metamorfóza je výsledkem krátkodobého, ale intenzivního působení stressu. Při dislokační metamorfóze dochází k mechanickému drcení (katakláze) hornin na zlomech nebo v širokých pásmech kolem významných tektonických linií. Za nízkých teplot (nižších než je počátek metamorfních reakcí) se při dislokační metamorfóze netvoří nové minerály.

Šoková metamorfóza probíhá velmi rychle (někdy jen několik sekund) při prudkém a výrazném zvýšení teploty nebo tlaku. K šokové metamorfóze dochází např. při dopadu větších meteoritů na zemský povrch.

## 2. Nerostné složení a stavba metamorfitů

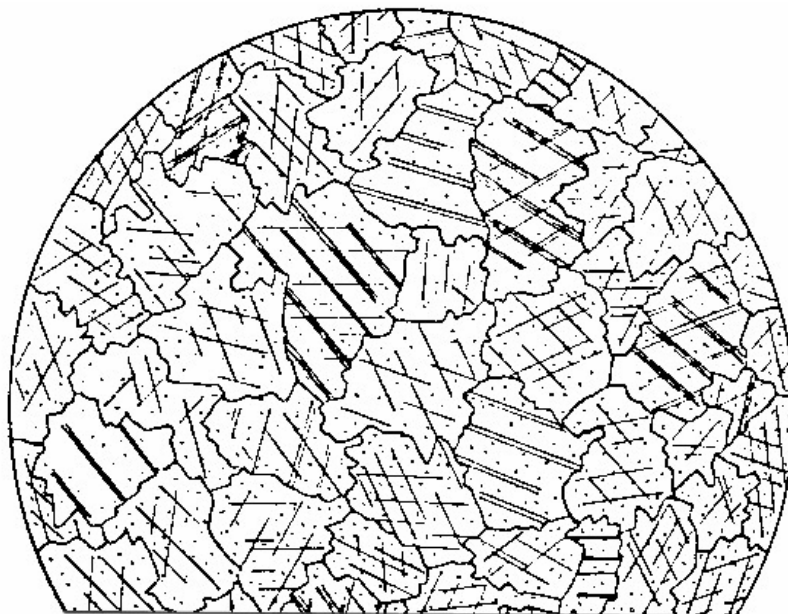
Nerostné složení metamorfitů závisí na povaze výchozích hornin a na charakteru a průběhu metamorfních procesů. Některé minerály metamorfitů jsou pozůstatkem z výchozích hornin. Většinou se však při metamorfóze nerostné složení hornin výrazně mění a dochází ke vzniku nových minerálů. Nejběžnějšími nerosty metamorfovaných hornin jsou křemen, draselné a sodno-vápenaté živce, muskovit, biotit, obecný amfibol, diopsid a kalcit, tj. minerály, které jsou hojně přítomny v magmatických horninách; některé z uvedených minerálů jsou hojné i v sedimentárních horninách. Charakteristickými minerály metamorfitů jsou chlority, minerály serpentínové skupiny, granáty, mastek, tremolit, aktinolit, cordierit, staurolit, sillimanit, andalusit, kyanit, epidot, wollastonit, vesuvian, korund a řada dalších (některé z uvedených minerálů mohou být přítomny v akcesoric-kém množství v magmatitech i jako klastická složka sedimentů).

Stavba metamorfitů závisí podobně jako jejich nerostné složení na charakteru výchozích hornin a na stupni a průběhu metamorfózy. Struktury metamorfitů se dělí na krystaloblastické struktury a struktury deformační.

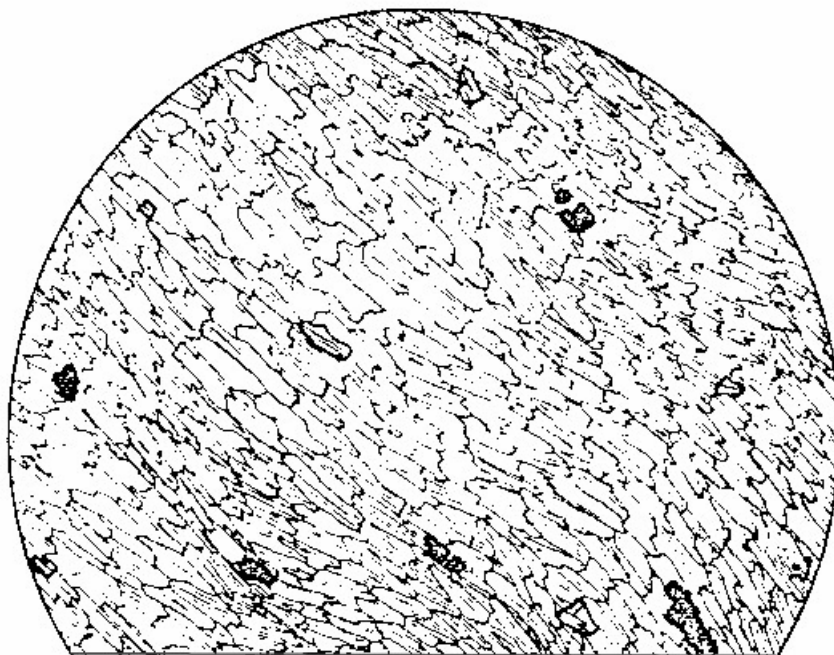
Krystaloblastické struktury jsou nejčastějším typem struktur metamorfovaných hornin. Nerostná individua, která vznikají v průběhu metamorfózy, se bez ohledu na jejich velikost a způsob omezení označují jako krystaloblasty. Krystaloblasty lze podle způsobu omezení rozdělit na xenoblasty (mají xenomorfní omezení) a autoblasty neboli idioblasty (jsou omezeny vlastními krystalovými plochami). Rozdílný stupeň idiomorfie není zpravidla odrazem posloupnosti krystalizace jednotlivých minerálů (jako je tomu u magmatitů), ale souvisí s různou krystalizační silou různých nerostů, které se tvoří prakticky současně - tzv. silné minerály (např. granáty, staurolit, titanit) se mohou omezit automorfně, zatímco slabé minerály (např. živce, křemen, chlority) tvoří zpravidla xenoblasty. Krystaloblasty značně převyšující svou velikostí ostatní součástky horniny se označují jako porfyroblasty (jde nejčastěji o silné minerály nebo o živce); agregát menších krystaloblastů v prostorách mezi porfyroblasty se nazývá základní tkáň.

Podle tvaru nerostných součástek lze rozlišit čtyři základní typy krystaloblastické struktury:

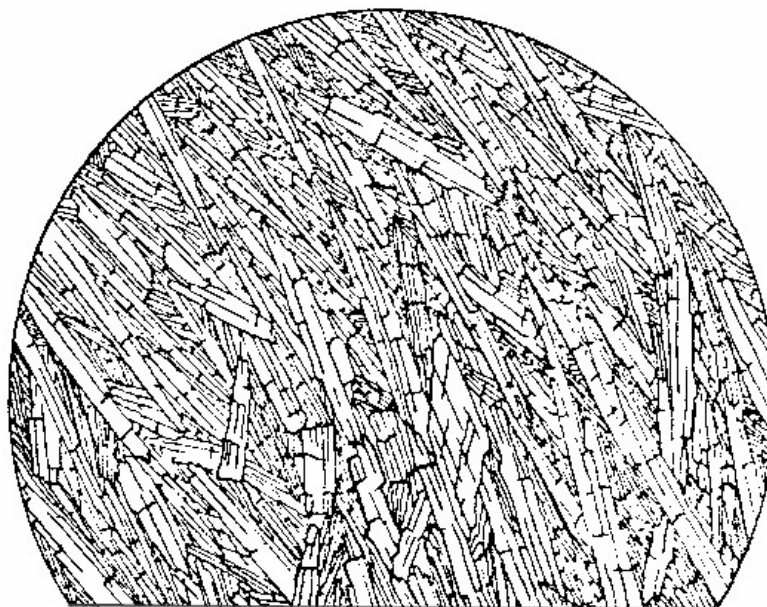
- \* granoblastická struktura - součástky mají nejčastěji charakter izometrických zrn (nejsou omezeny rovnoběžnými plochami - obr. 1),
- \* lepidoblastická struktura - součástky jsou lupenité (např. slídy, chlority - obr. 2),
- \* nematoblastická struktura - součástky jsou sloupcovité (např. amfiboly - obr. 3),
- \* fibroblastická struktura - součástky jsou jehličkovité nebo vláknité (např. aktinolit nebo sillimanit, označovaný jako fibrolit).



*Obr. 1. Granoblastická struktura krystalického vápence - hornina je tvořena alotriomorfními izometrickými zrny kalcitu, která do sebe zubovitě zapadají (jde o zubovitě granoblastickou strukturu). Šířka obrázku 5 mm.*



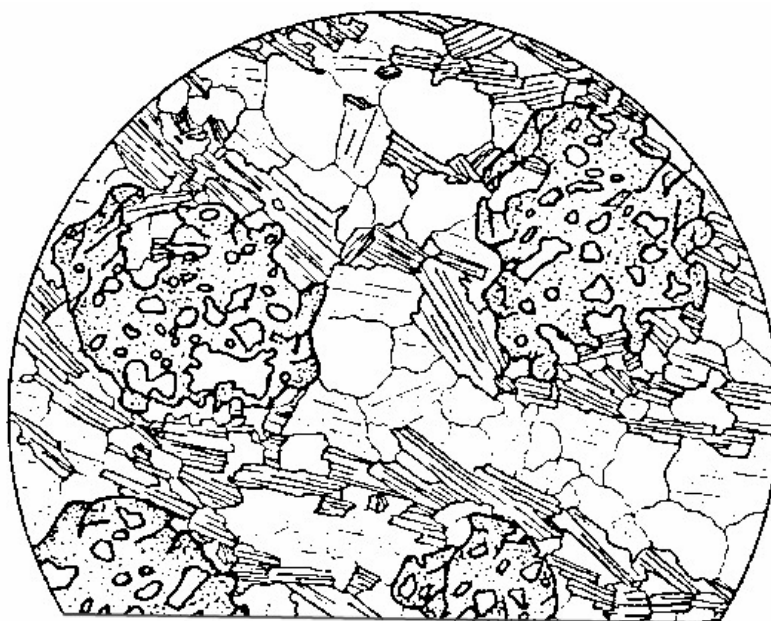
*Obr. 2. Chloritická břidlice s lepidoblastickou strukturou - hornina je tvořena převážně lupínky chloritu. Šířka obrázku 1,5 mm.*



*Obr. 3. Nematoblastická struktura horniny tvořené převážně sloupci až stébly amfibolu. Šířka obrázku 5 mm.*

Mezi uvedenými základními typy krystaloblastických struktur existují plynulé přechody. Časté jsou například struktury na přechodu mezi granoblastickou a lepidoblastickou strukturou, které se označují jako lepidogranoblastická struktura a granolepidoblastická struktura (lepidogranoblastická struktura se podobá více granoblastické struktuře než lepidoblastické struktuře, granolepido-blastická struktura se podobá více lepidoblastické struktuře než granoblastické struktuře).

Jako porfyroblastické struktury se označují krystaloblastické struktury metamorfitů, v nichž jsou přítomny porfyroblasty (obr. 4).



*Obr. 4. Porfyroblastická struktura ruly - porfyroblasty granátu (s hojnými uzavřeními drobných zrněk křemene a živce) se nacházejí v základní tkáni tvořené převážně alotriomorfními*

*zrny křemene a živce a šupinkami muskovitu (strukturu základní tkáně horniny lze označit jako lepidogranoblastickou). Šířka obrázku 4,5 mm.*

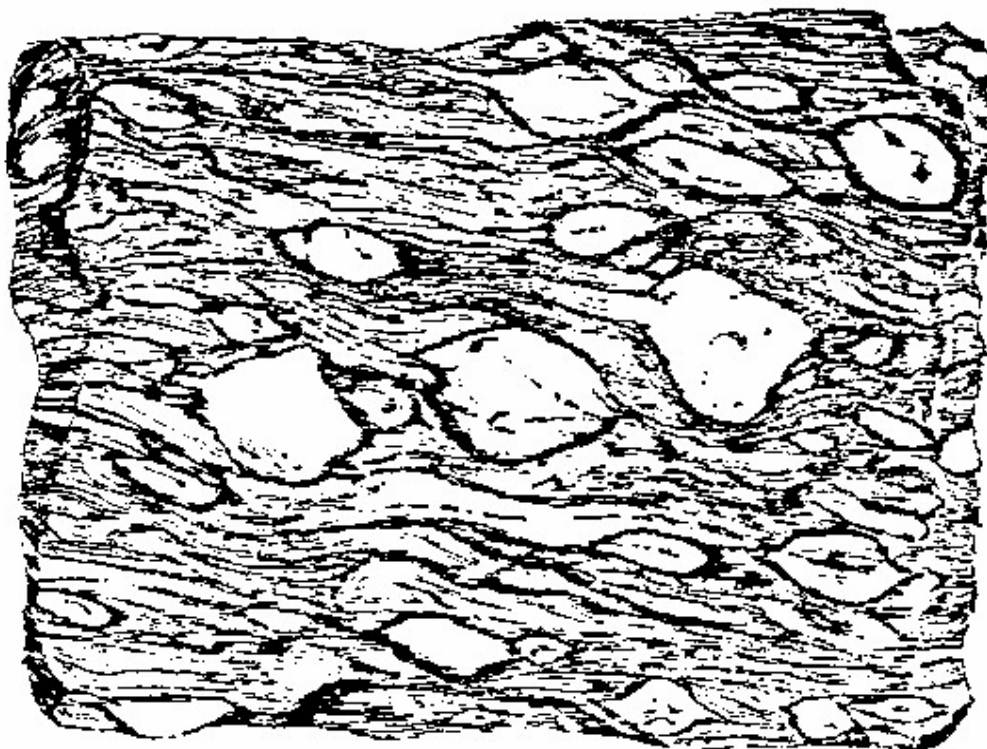
Jako reliktní struktury jsou označovány krystaloblastické struktury, v nichž jsou alespoň zčásti zachovány hlavní rysy předmetamorfních struktur. Reliktní struktury se označují předponou blasto- před názvem struktury, která je v nich zachována (např. blastogranitická, blastosefritická, blastopsamitická apod.).

Deformační struktury jsou struktury hornin ovlivněných tlakem za podmínek, kdy nedocházelo ke tvorbě krystaloblastů. V počátečním stadiu formování deformačních struktur dochází k plastické deformaci původních minerálů (např. k ohýbání lupínků slíd), která je provázena rupturní deformací, tj. drcením jednotlivých součástí horniny; později jde výhradně o drcení původních složek horniny. Podle stupně deformace se deformační struktury dělí na následující základní typy, které jsou zde uvedeny v posloupnosti od nejméně deformovaných k nejsilněji deformovaným:

- \* kataklastická struktura - zrna jsou ohnuta nebo rozpraskána, ale neztrácejí svůj původní tvar a velikost,
- \* maltovitá struktura - okraje zrn jsou rozdrceny na drobné úlomky,
- \* porfyroklastická struktura - v drti jsou zachována jen jednotlivá větší zrna, která připomínají vyrostlice,
- \* mylonitická struktura - v drti nejsou relikty větších zrn přítomny.

Textury drtivé většiny metamorfovaných hornin lze rozdělit na dva základní typy: paralelní a všesměrné textury.

Mezi paralelní textury patří především plošně paralelní textury. Plošně paralelní textury jsou podmíněny uspořádáním víceméně destičkovitých minerálů (nebo alespoň ve dvou směrech protažených zrn) do přibližně rovnoběžných rovin - nejvýrazněji je tato textura patrná na metamorfitech s podstatným podílem slíd, jejichž šupinky jsou rovnoběžně uspořádané. Plošně paralelní textura metamorfitů se často označuje jako krystalizační břidličnatost a plochy charakteristické pro tuto texturu se nazývají plochy krystalizační břidličnatosti nebo zkráceně jen plochy břidličnatosti, avšak často se označují termínem plochy foliace, foliační plochy nebo s-plochy. Jako páskovaná textura se označuje plošně paralelní textura horniny, v níž se střídají polohy (pásy) s odlišnou barvou, zrnitostí apod. Termínem plástevnatá textura se zpravidla označuje textura metamorfitů, v nichž se světlé minerály soustřeďují do souvislých poloh (plástviček), které jsou oddělené tenkými plástvičkami slíd. Druhým typem paralelních textur jsou lineárně paralelní textury, jejichž nejvýznamnějším zástupcem je stébelnatá textura, která je někdy vyvinuta v rulách, v nichž živce společně s křemenem tvoří plošně stébelnaté útvary, které jsou tence obalené slídami. Podle výraznosti paralelní textury je možno rozlišovat paralelní texturu velmi výraznou, málo výraznou a nevýraznou. V horninách s málo výraznou nebo nevýraznou paralelní texturou a s vysokým podílem živců (ruly, migmatity) bývá vyvinuta okatá textura (obr. 5) nebo čočkovitá textura. V případě okaté textury tvoří živce okrouhlé nebo mírně protáhlé, vzájemně se nedotýkající útvary („oka“) uložené v jemnozrnnější hmotě; v horninách s čočkovitou texturou jsou čočkovité útvary tvořené živci nahloučené jeden na druhém.



*Obr. 5. Okatá textura ruly - porfyroblasty živců mají tvar „ok“ a jsou uloženy v základní tkáni složené z křemene, živce a biotitu. Rozměr vzorku 12 x 8 cm.*

Pro všesměrné textury metamorfitů je příznačná absence paralelního uspořádání součástek horniny (nelze rozeznat žádnou přednostní orientaci minerálů). Někdy se všesměrné textury označují jako masivní.

Pokud jsou v metamorfitech alespoň zčásti zachovány textury výchozích hornin (magmatitů, sedimentů), označujeme jejich textury jako reliktní.

### **3. Přehled hlavních typů metamorfitů**

V následujícím přehledu je uvedena stručná charakteristika nejrozšířenějších typů metamorfitů (s přihlédnutím k petrografickým poměrům na území České republiky). - Základní údaje o hlavních typech regionálně metamorfovaných hornin jsou obsaženy i v tab. 1.



Tab. 1. Hlavní typy regionálně metamorfovaných hornin

výchozí horniny	stupeň přeměny	metamorfované horniny	nerostné součástky (méně časté součástky uvedeny v závorce)
jílové sedimenty	slabý	fylity	křemen, muskovit - sericit, živec - albit, chlorit, (grafit)
	střední	svory	křemen, muskovit, biotit, živec - albit až oligoklas, (granát), (staurolit), (kyanit)
	silný	pararuly	křemen, živec - oligoklas až andezin, biotit, muskovit, (granát), (sillimanit), (cordierit)
	velmi silný (ultrametamorfóza)	migmatity	křemen, živec - K-živec, oligoklas až andezin, biotit, muskovit, (granát)
slínité sedimenty	slabý až střední	erlany	živec - oligoklas až andezin, K-živec, diopsid, kalcit, epidot, granát, amfibol, (křemen)
	střední až silný	paraamfibolity	amfibol, živec - andezin, (křemen), (epidot), (biotit), (granát)
karbonátové sedimenty	slabý až silný	mramory	kalcit, dolomit, (tremolit), (křemen), (živec - K-živec, (diopsid), (granát)
pískovce, křemence	slabý až silný	kvarcity	křemen, muskovit, (chlorit), (biotit), (živec), (granát), (sillimanit)
kyselé magmatity (hlubinné nebo výlevné) a jejich	slabý	porfyroidy a sericitické břidlice	křemen, muskovit - sericit, živec - albit
	střední až silný	ortoruly	křemen, živec - K-živec, albit až oligoklas, biotit, muskovit, (granát)
	silný	granulity	živec - K-živec, oligoklas až andezin, křemen, granát, (biotit), (kyanit), (sillimanit)
bazické magmatity (hlubinné nebo výlevné) a jejich	slabý	zelené břidlice	živec - albit, epidot, chlorit, amfibol, (kalcit), (křemen)
	střední až silný	ortoamfibolity	amfibol, živec - andezin, (epidot), (biotit), (granát)
	silný	eklogity	pyroxen - omfacit, granát, (amfibol)
peridotity	slabý	chloritické břidlice	chlorit, (amfibol), (mstek)
		mastkové břidlice	mstek, (chlorit)
	střední	serpentinity	minerály serpentínové skupiny, (granát), (pyroxen - enstatit)

## Fylity

Typickým reprezentantem hornin nízkého stupně regionální metamorfózy jsou fylity. Vznikají zpravidla metamorfózou jílových břidlic a obdobných sedimentů, o čemž svědčí postupné přechody mezi jílovými břidlicemi a fylity, přičemž hranice mezi těmito horninami není jednoznačně stanovena - přechodné horniny se často označují jako fyilitické břidlice. Na složení fylitů se podílí především křemen, muskovit (sericit), albit a často též chlorit, někdy však fylity mohou obsahovat větší množství kalcitu (jde o tzv. kalcitické fylity), v silněji metamorfovaných fylitech bývá přítomen biotit, jehož přibýváním při rostoucím stupni metamorfózy fylity plynule přecházejí do svorů. Značně rozšířené jsou fylity s příměsí grafitu - grafitické fylity.

Fylity jsou zpravidla jemnozrnné horniny. Typické fylity mají velmi výrazné a detailně provrásněné foliační plochy s charakteristickým hedvábným leskem, jenž je způsoben jemnými šupinkami muskovitu (sericitu). Struktura fylitů je blastopelitická nebo lepidogranoblastická až granolepidoblastická. Barva fylitů je odrazem jejich nerostného složení - obvykle jsou šedé nebo zelenavě šedé, fylity s výraznou převahou muskovitu nad chloritem a biotitem bývají stříbřitě bílé nebo šedobílé; grafitické fylity mají šedočernou až černou barvu. Pokud fylit obsahuje jemně šupinky hematitu, bývá zbarven červeně.

Fylity jsou hojně rozšířeny v západní části Krušných hor, v Barrandienu, Krkonoších a Podkrkonoší, Železných horách a Hrubém Jeseníku.

## Svory

Svory jsou zpravidla produktem progresivní metamorfózy jílových sedimentů, z nichž se tvoří regionální metamorfózou středního stupně, avšak mohou vznikat i retrogradní metamorfózou rul. Skládají se především z křemene, slíd (muskovitu, méně biotitu); na živce (zejména albit až oligoklas) připadá max. 10 % z celkového objemu světlých minerálů (tedy křemene+živců). K uvedeným minerálům často přistupují pro svory charakteristické nerosty, tvořící obvykle porfyroblasty - jde především o granát (zpravidla almandin), staurolit a kyanit. Svory jsou obvykle drobně až středně zrnité. Většina svorů má velmi výraznou břidličnatost, která je způsobena paralelním uspořádáním lupínek slíd a často i střídáním převážně slídových pásků s pásy s výraznou převahou křemene nad ostatními složkami. Folie plochy svorů, v nichž převažuje muskovit nad biotitem, jsou stříbřitě lesklé. Struktura svorů je lepidogranoblastická nebo porfyroblastická s lepidogranoblastickou strukturou základní tkáně.

Svory se hojně vyskytují především v Krkonoších, Krušných horách, Hrubém Jeseníku a na Českomoravské vrchovině.

## Ruly (pararuly a ortoruly)

Ruly jsou typickým produktem vysokého stupně regionální metamorfózy. Ruly, které se vytvořily metamorfózou sedimentů (jílových nebo prachových břidlic, drob apod.), se označují jako pararuly; ruly vytvořené metamorfózou kyselých až intermediálních magmatitů (nejčastěji granitů, granodioritů, křemenných dioritů, ale i jejich výlevných ekvivalentů) se označují jako ortoruly. Ruly jsou složeny hlavně z křemene, živců (v pararulách jde o oligoklas až andezin, v ortorulách o draselný živec a albit až oligoklas) a biotitu, k němuž často přistupuje i muskovit. Kromě uvedených minerálů ruly mohou v závislosti na podmínkách vzniku obsahovat granát, sillimanit, cordierit, obecný amfibol a někdy i pyroxen. Ruly bývají jemně až středně zrnité.

Většinou mají granoblastickou, lepidogranoblastickou až granolepidoblastickou strukturu, často jsou jejich struktury porfyroblastické. Textury rul bývají plástevnaté, stébelnaté, okaté nebo i masivní.

Ruly se u nás hojně vyskytují na Českomoravské vrchovině a Šumavě, v Krušných horách, Krkonoších, Orlických horách, Rychlebských horách a Hrubém Jeseníku.

### Migmatity

Ke vzniku migmatitů dochází v oblastech nejvyšší metamorfózy (ultrametamorfózy). Jejich nerostné složení se zpravidla podobá nerostnému složení rul, od nichž se migmatity odlišují především texturně. V migmatitech lze rozlišit dvě texturní složky: substrát, jenž má obvykle povahu ruly (pararuly), a metatekt, který svým chemismem i minerálním složením odpovídá aplítům, granitovým pegmatitům nebo granitům s velmi nízkým obsahem tmavých minerálů. Nejrozšířenější jsou migmatity, v nichž se substrát a metatekt střídají v podobě často silně provrásněných pásků či poloh milimetrových až decimetrových mocností (jde o tzv. stromatitické migmatity). Někdy metatekt může tvořit nepravidelné, různě se větvící žilky. Horniny na přechodu mezi pararulami a migmatity se označují jako migmatitizované pararuly.

Migmatitizované pararuly a migmatity jsou rozšířeny zejména na Českomoravské vrchovině, Šumavě, v Krušných horách, Orlických horách, Rychlebských horách a Hrubém Jeseníku.

### Amfibolity (ortoamfibolity a paraamfibolity)

Amfibolity jsou produktem středního až vysokého stupně regionální nebo i kontaktní metamorfózy. Vznikají především metamorfózou bazických magmatitů (gaber, bazaltů a jejich tufů), avšak k jejich vzniku dochází i metamorfózou sedimentů vhodného složení (slinitých sedimentů), případně též metasomatickou amfibolizací hornin původně zcela odlišného složení (např. granodioritů). Amfibolity vytvořené z magmatitů se označují jako ortoamfibolity; amfibolity vytvořené přeměnou sedimentů se označují jako paraamfibolity. Za určitých termodynamických podmínek mohou amfibolity vznikat i přímo krystalizací z magmatu. Amfibolity jsou tvořeny převážně amfibolem a plagioklasem (nejčastěji jde o andezin). Ve vedlejším až podstatném množství často obsahují křemen, biotit, epidot, pyroxen, granát, ilmenit, titanit a magnetit. Většina amfibolitů je jemnozrná až středně zrnitá. Jsou to horniny všesměrně zrnité, plástevnaté nebo i výrazně páskované. Jejich struktura je nejčastěji granonematoblastická; granátické amfibolity mívají porfyroblastickou strukturu (porfyroblasty tvoří granát). Barva amfibolitů je šedočerná až černozeleňá; v amfibolitech s páskovanou texturou se střídají světlé, převážně živcové pásy s téměř černými pásy s převahou amfibolu.

Amfibolity se vyskytují v okolí Mariánských Lázní, v Krušných horách, Hrubém Jeseníku, na Čáslavsku a Jihlavsku.

### Mramory (krystalické vápence a krystalické dolomity)

Jako mramory se označují metamorfované horniny tvořené převážně kalcitem nebo dolomitom - v prvním případě lze tyto horniny označovat jako krystalické vápence, ve druhém případě jako krystalické dolomity. Mramory vznikají regionální nebo i kontaktní metamorfózou sedimentárních karbonátových hornin. V závislosti na povaze výchozích sedimentů a na stupni metamorfózy mohou být v mramorech vedle převládajících karbonátů přítomny různé příměsi: např. epizonálně metamorfované mramory mohou obsahovat tremolit, křemen, albit, epidot, mastek; v mezozonálně metamorfovaných mramorech může být přítomen tremolit, aktinolit,

muskovit a diopsid; na složení katazonálně metamorfovaných mramorů se může podílet flogopit, forsterit (zpravidla serpentinizovaný), plagioklas, draselný živec, diopsid, granát (grossular) a wollastonit. Mramory jsou jemnozrnné až hrubozrnné (velikost zrna roste se zvyšujícím se stupněm metamorfózy). Mramory mají zpravidla všesměrně zrnitou texturu, ale některé jsou až velmi výrazně páskované, přičemž jednotlivé pásy mohou být detaině provrásněné. Jejich struktura je granoblastická. Barva mramorů je nejčastěji bílá, šedá, modravě šedá; někdy jsou mramory příměsí hematitu zbarveny narůžověle až červeně.

Mramory jsou rozšířeny především na Sušicku, v okolí Českého Krumlova, v Krkonoších, Hrubém Jeseníku, Rychlebských horách a na Českomoravské vrchovině.

### Kvarcity

Kvarcity vznikají regionální metamorfózou pískovců nebo křemenců. Jsou to horniny obsahující více než 70 obj.% křemene. Charakter dalších složek kvarcitů závisí na složení výchozího sedimentu (především na charakteru tmelu) a na stupni metamorfózy. Epizonálně metamorfované kvarcity mohou obsahovat jemné šupinky muskovitu (sericitu) a někdy též chloritu (jde o sericitické nebo chloriticko-sericitické kvarcity). Při silnější metamorfóze je v kvarcitech místo sericitu přítomen lupínkovitý muskovit (jde o muskovitické kvarcity) a místo chloritu se tvoří biotit (jde o muskoviticko-biotitické kvarcity) a někdy vzniká i kyselý plagioklas. V katazonálně metamorfovaných kvarcitech jsou hojněji přítomny živce (zastoupené nejen plagioklasy, ale i draselným živcem) a na jejich složení se též podílí muskovit, biotit, granát, sillimanit, cordierit, amfibol, diopsid a další minerály. Ubýváním křemene kvarcity plynule přecházejí do jiných regionálně metamorfovaných hornin - fylitů, svorů a rul (pararul), s nimiž se obvykle vyskytují. Kvarcity jsou zpravidla jemnozrnné až středně zrnité. Kvarcity s relativně vyšším podílem fylosilikátů mívají makroskopicky výraznou plošně paralelní texturu, která se projevuje zejména u sericitických kvarcitů, jejichž foliační plochy bývají stříbřitě lesklé. Struktura kvarcitů je granoblastická. Kvarcity jsou nejčastěji šedobílé nebo světle šedé, ale mohou být i nažloutlé, načervenalé, nahnědlé i černě zbarvené grafitickou příměsí.

Kvarcity jsou rozšířeny především v Krušných horách, Krkonoších a Hrubém Jeseníku.

### Porfyroidy a sericitické břidlice

Porfyroidy a sericitické břidlice vznikají slabou regionální metamorfózou kyselých vulkanitů (ryolitů) a jejich tufů. Jsou to horniny tvořené v podstatě muskovitem (sericitem), křemenem a albitem. Struktura porfyroidů je blastoporfyrická - relikt vyrostlíc křemene nebo živců (zpravidla sericitizovaných) jsou obklopeny jemnozrnnou tkání, jež je složena z muskovitu, křemene a albitu. V sericitických břidlicích relikt vyrostlíc přítomny nejsou a jejich struktura je obvykle lepidoblastická až granolepidoblastická. Foliační plochy, které jsou zpravidla výraznější u sericitických břidlic než u porfyroidů, jsou pokryty jemnými šupinkami muskovitu a mají stříbřitý lesk. V souladu s nerostným složením mají porfyroidy a sericitické břidlice nejčastěji bělošedou, jemně nazelenalou barvu.

Porfyroidy a sericitické břidlice se společně vyskytují v Železných horách a Hrubém Jeseníku.

### Granulity

Granulity jsou silně regionálně metamorfované horniny, které vznikají přeměnou kyselých vulkanitů, arkóz nebo i jiných hornin vhodného složení. Granulity jsou tvořeny zejména draselným živcem, plagioklasem, křemenem, granátem a někdy též biotitem, kyanitem a sillimanitem. Jsou to zpravidla jemnozrné až středně zrnité horniny. Granulity výše uvedeného složení mají obvykle šedobílou barvu a lze je poměrně dobře poznat podle porfyroblastů červeného granátu. Plošně paralelní textura granulitů s malým obsahem tmavých minerálů je makroskopicky často nevýrazná; granulity s vyšším podílem biotitu bývají páskované. Kromě těchto tzv. světlých granulitů existují i granulity s vysokým podílem pyroxenu (jde o tzv. pyroxenické granulity).

Granulity se u nás vyskytují v nevelkých tělesech v okolí Prachatic, Českého Krumlova, Českých Budějovic, Náměště nad Oslavou a Dolních Borů (u Velkého Meziříčí).

### Zelené břidlice

Zelené břidlice jsou produktem slabé regionální metamorfózy bazických magmatitů (především bazických vulkanitů a jejich tufů), ale mohou vznikat i retrogradní metamorfózou amfibolitů. Jsou to jemnozrné a někdy až celistvé horniny, tvořené především albitem, epidotem, chloritem a amfibolem (aktinolit); kromě uvedených minerálů zelené břidlice často obsahují kalcit, křemen, titanit a ilmenit. Mají zpravidla výraznou plošně paralelní strukturu, jejich struktura je granonematoblastická nebo granolepidoblastická. Barva zelených břidlic je šedozeleň až zelená, někdy tmavě šedá se zřetelným zeleným odstínem.

Zelené břidlice se vyskytují v západní části Krušných hor, na Železnobrodsku a v Hrubém Jeseníku.

### Eklogity

Eklogity se tvoří při vysokém stupni regionální metamorfózy (při vysokých teplotách a velmi vysokých tlacích) přeměnou bazických magmatitů (gaber, čedičů a jejich tufů). Podle názoru některých geologů eklogity mohou vznikat přímo krystalizací magmatu (při velmi vysokých hodnotách všesměrného tlaku); jiní předpokládají, že eklogity mohou být též produktem kontaktní metamorfózy bazických hornin nebo metasomatózy vhodných magmatických i sedimentárních hornin. Eklogity jsou složeny především z omfacitu a granátu (s převahou almandinové nebo pyropové složky a s výrazným podílem grossularové složky), k nimž může přistupovat kyanit, rutil, plagioklas nebo amfibol (přibýváním amfibolu a plagioklasu eklogity postupně přecházejí do amfibolitů). Eklogity jsou obvykle středně zrnité až hrubozrné horniny. Často mají páskovanou strukturu, jejich struktura bývá granoblastická. Barva eklogitů je světle zelená až tmavě zelená.

Drobná tělesa eklogitů se vyskytují v pararulách, migmatitech a serpentinitech v Krušných horách, v okolí Mariánských Lázní a na Kutnohorsku.

### Chloritické břidlice

Chloritické břidlice vznikají slabou metamorfózou ultrabazických magmatitů, zejména peridotitů, případně více či méně serpentinizovaných peridotitů. Jsou to v podstatě monominerální horniny tvořené chloritem. V malém množství mohou obsahovat amfibol (tremolit nebo aktinolit), mastek, epidot a albit; poměrně často jsou v nich přítomny relativně

velké idioblasty magnetitu. Chloritické břidlice mají zpravidla výraznou plošně paralelní texturu a lepidoblastickou strukturu. Jejich barva je tmavě zelená.

Chloritické břidlice se vyskytují v Orlických horách a Hrubém Jeseníku (na Sobotínsku).

### Mastkové břidlice

Mastkové břidlice vznikají podobně jako chloritické břidlice slabou metamorfózou ultrabazických hornin za výrazné spoluúčasti metasomatických procesů vyvolaných hydrotermálními roztoky; mastkové břidlice se však mohou tvořit i metasomatickým zatlačováním magnezitu. Mastkové břidlice jsou zpravidla téměř monominerální horniny (tvořené mastkem), které mohou obsahovat malou příměs křemene, chloritu, dolomitu nebo magnezitu - mastkové břidlice s vyšším obsahem uvedených karbonátů a často i s vyšším podílem chloritu se označují jako krupníky. Mastkové břidlice mají zpravidla plošně paralelní texturu a lepidoblastickou strukturu; krupníky mohou být i všesměrně zrnité. Barva mastkových břidlic je bílá, šedobílá, jemně nažloutlá nebo nazelenalá; krupníky s vyšším podílem chloritu bývají šedozeleňé.

Mastkové břidlice a krupníky se vyskytují v Hrubém Jeseníku (na Sobotínsku).

### Serpentinity (hadce)

Serpentinity neboli hadce vznikají přeměnou ultrabazických magmatitů, zejména peridotitů a pyroxenitů. Ke vzniku serpentinitů z uvedených hornin dochází při serpentinizaci, která probíhá za poměrně nízké teploty a tlaku a při níž dochází především k hydrataci olivínu a pyroxenu za vzniku minerálů serpentinové skupiny. Na složení serpentinitů se podílí antigorit, chryzotil, lizardit a relikt olivínu nebo pyroxenu; často je v serpentinitech přítomen granát (pyrop), magnetit a chromit. Pukliny v serpentinitech bývají vyplněny chryzotilovým azbestem. Serpentinity mají zpravidla všesměrnou texturu. Jejich struktury jsou specifické - často jde o tzv. mřížovité nebo smyčkovité struktury, které vznikají postupným nahrazováním olivínu od okrajů zrn nebo puklin serpentinovými minerály. Barva serpentinitů je šedozeleňá, zelená, černozeleňá až téměř černá.

Nevelká tělesa serpentinitů se vyskytují v okolí Mariánských Lázní, u Křemže v jižních Čechách, na Kutnohorsku a u Mohelna na západní Moravě.

### Erlany

Erlany vznikají regionální nebo kontaktní metamorfózou slinitých sedimentů nebo jiných hornin vhodného složení. Některé erlany jsou produktem metasomatických reakcí při kontaktní metamorfóze - ke tvorbě těchto erlanů (označovaných někdy jako taktity nebo reakční skarny) dochází na kontaktu hlubinných magmatitů s karbonátovými horninami. Nerostné složení erlanů značně závisí na charakteru výchozích hornin, na typu metamorfózy a na průběhu metamorfních procesů. Erlany bývají tvořeny živcem (plagioklasem o bazicitě oligoklas-andezin a někdy i draselným živcem), diopsidem, křemenem, epidotem, amfibolem, granátem (grossularem), kalcitem, biotitem, vesuvianem, wollastonitem, flogopitem, forsteritem a dalšími minerály. Erlany jsou obvykle středně zrnité. Zpravidla mají všesměrně zrnitou texturu, jen někdy jsou výrazně páskované; jejich struktura je nejčastěji granoblastická. Barva erlanů je stejně jako jejich nerostné složení velmi variabilní - erlany, které jsou produktem regionální metamorfózy, jsou nejčastěji světle šedé až šedé se zeleným odstínem.

Erlany se vyskytují často společně s pararulami, mramory a amfibolity např. v okolí Českého Krumlova, na Českomoravské vrchovině a v Hrubém Jeseníku.

### Skarny

Jako skarny se označují metamorfované silikátové horniny bohaté vápníkem a železem, které jsou složené z granátu (zpravidla s vysokým podílem andraditové složky) a pyroxenu diopsid-hedenbergitové řady; v podobě příměsí (někdy i v podstatném množství) mohou obsahovat magnetit, křemen, kalcit, amfibol a epidot. Skarny vznikají regionální metamorfózou hornin vhodného složení, a to především bazických vulkanitů (a jejich tufů) nebo ferolitů, ale mohou být i produktem metasomatických pochodů (metasomatické procesy vedoucí ke vzniku skarnů se označují jako skarnizace). Skarny jsou středně až hrubě zrnité. Často jsou výrazně páskované nebo se v nich střídají šmouhy s odlišným nerostným složením. Struktury skarnů jsou velmi proměnlivé - zpravidla jde o granoblastické nebo nematogranoblastické struktury. Skarny uvedeného složení mají tmavou barvu - obvykle jsou tmavě červenohnědé, černohnědé nebo černozeleňé.

Drobná tělesa skarnů se vyskytují v západní části Krušných hor a na Českomoravské vrchovině.

Do skupiny skarnů jsou někdy řazeny již výše zmíněné taktity neboli reakční skarny.

### Skvrnité břidlice, plodové břidlice a kontaktní rohovce

Skvrnité břidlice, plodové břidlice a kontaktní rohovce jsou produktem různého stupně kontaktní metamorfózy pelitů, aleuritů nebo i psamitů. Ve vnější části kontaktní aureoly vznikají výrazně břidličnaté metamorfity, které se svým vzhledem neobyčejně podobají fylitům. Od fylitů se tyto horniny liší nerostným složením, neboť obsahují zejména biotit, muskovit, chlorit, živce, křemen a při vyšším stupni metamorfózy andalusit a cordierit; od fylitů se liší i stavbou - jejich charakteristickým znakem jsou chaoticky rozmístěné temné skvrny tvořené zpravidla grafitovým pigmentem (v případě skvrnitých břidlic) nebo porfyroblasty a shluky zrn cordieritu nebo andalusitu (v případě plodových břidlic). Kontaktní rohovce vznikají ve vnitřní části kontaktní aureoly při vysoké teplotě a obvykle i za relativně vyššího litostatického tlaku. Kontaktní rohovce, které jsou produktem přeměny jílových sedimentů, obsahují andalusit, cordierit, křemen, ortoklas, albit, biotit a sillimanit; jsou to obvykle jemnozrnné horniny s všesměrně zrnitou texturou a granoblastickou strukturou základní tkáně, v níž jsou přítomny porfyroblasty cordieritu nebo andalusitu. Barva kontaktních rohovců je většinou šedočerná, někdy se zeleným nebo hnědavým odstínem. - Mezi kontaktní rohovce lze zařadit i erlany, které jsou produktem kontaktní metamorfózy (tyto erlany se často označují jako vápenato-silikátové rohovce).

Skvrnité břidlice, plodové břidlice a kontaktní rohovce se vyskytují především v kontaktní aureole středočeského plutonu (na Sedlčansku a Říčansku), krkonošsko-jizerského masívu (např. na Sněžce) a železnohorského plutonu (u Chrudimi).

### **Literatura doporučená pro další studium**

Best M.G. (1982): *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H.Freeman and Company, New York.

Bouška V. a kol. (1980): *Geochemie*. Academia, Praha.

Bowes D.R. (ed.) (1989): *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. Van Nostrand Reinhold, New York.

- Dudek A., Fediuk F., Palivcová M. (1962): *Petrografické tabulky*. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Dudek A., Malkovský M., Suk M. (1984): *Atlas hornin*. Academia, Praha.
- Gregerová M., Hovorka D., Suk M. (1995): *Geochemie geologických procesů v litosféře. II. Metody a interpretace*. PřF MU, Brno.
- Gregerová M., Suk M. (1991): *Klasifikační principy metamorfovaných hornin*. PřF MU, Brno.
- Hejtman B. (1977): *Petrografie*. SNTL, Praha.
- Hovorka D., Suk M. (1985): *Geochémia a genéza erupčných a metamorfovaných hornín*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- Němec F. (1967): *Klíč k určování nerostů a hornin*. SPN, Praha.
- Pauk F., Bican J. (1978): *Praktická cvičení z mineralogie a petrografie*. SPN, Praha.
- Pauk F., Habětín V. (1979): *Geologie pro zeměpisce*. SPN, Praha.
- Petránek J. (1993): *Malá encyklopedie geologie*. Nakladatelství JIH, České Budějovice.
- Suk M. (1979): *Petrologie metamorfovaných hornin*. Academia, Praha.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž)*. Academia, Praha.
- Wilson M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London.
- Zeman J. (1990): *Základy fyzikální geochemie I. Magmatické a metamorfní systémy*. SPN, Praha.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.