

LOŽISKA NEROSTNÝCH SUROVIN

Část 1.

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 všech tří částí

Část 1.

Úvod

- 1 Základní pojmy ložiskové geologie
- 2 Genetická klasifikace ložisek nerostných surovin
 - 2.1 Magmatická ložiska
 - 2.2 Pegmatitová ložiska
 - 2.3 Karbonatitová ložiska
 - 2.4 Skarnová ložiska
 - 2.5 Albititová a greisenová ložiska
 - 2.6 Hydrotermální ložiska
 - 2.7 Hydrotermálně sedimentární ložiska
 - 2.8 Sublimační (vulkanoexhalační) ložiska
 - 2.9 Subaerická krustální ložiska
 - 2.10 Hydrogenně infiltrační ložiska
 - 2.11 Rýžoviska ve zvětralinovém plášti
 - 2.12 Reziduální ložiska
 - 2.13 Halmyrolytická ložiska
 - 2.14 Rudní akumulace v zónách supergenního obohacení
 - 2.15 Klastická sedimentární ložiska
 - 2.16 Chemogenní a biochemogenní sedimentární ložiska
 - 2.17 Organogenní sedimentární ložiska
 - 2.18 Metamorfogenní ložiska

Část 2.

- 3 Ložiska rud
- 3.1 Ložiska Fe
- 3.2 Ložiska Mn
- 3.3 Ložiska Cr
- 3.4 Ložiska Ni
- 3.5 Ložiska Co
- 3.6 Ložiska Cu
- 3.7 Ložiska Pb-Zn
- 3.8 Ložiska Sb
- 3.9 Ložiska Hg
- 3.10 Ložiska Sn
- 3.11 Ložiska W
- 3.12 Ložiska Mo
- 3.13 Ložiska Al
- 3.14 Ložiska Ag
- 3.15 Ložiska Au
- 3.16 Ložiska platinoidů
- 3.17 Ložiska U

Část 3.

- 4 Ložiska nerud
- 4.1 Ložiska barytu
- 4.2 Ložiska fluoritu
- 4.3 Ložiska křemene
- 4.4 Ložiska živce
- 4.5 Ložiska mastku
- 4.6 Ložiska magnezitu
- 4.7 Ložiska grafitu
- 4.8 Ložiska kamenné soli
- 4.9 Ložiska draselných solí
- 4.10 Ložiska anhydritu a sádrovce
- 4.11 Ložiska síry
- 4.12 Ložiska azbestu
- 4.13 Ložiska apatitu a fosforitů
- 4.14 Ložiska jílu (včetně bentonitu a kaolínu)
- 4.15 Ložiska vápenců a dolomitů
- 4.16 Ložiska diatomitu
- 4.17 Ložiska písků a štěrků
- 4.18 Ložiska stavebního kamene
- 4.19 Ložiska kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce
- 4.20 Ložiska petrurgických surovin
- 4.21 Ložiska drahých kamenů
- 5 Ložiska kaustobiolitů (fosilních paliv)
- 5.1 Kaustobiolity uhelné skupiny
- 5.2 Kaustobiolity živičné skupiny
- 6 Podzemní voda jako nerostná surovina
- 7 Rozmístění endogenních a endo-exogenních ložisek v návaznosti na globální tektoniku litosférických desek

- 8 Minerogenetické jednotky na území České republiky
 - 8.1 Moldanubická minerogenetická oblast
 - 8.2 Minerogenetická oblast bohemika
 - 8.3 Saskodurynská minerogenetická oblast
 - 8.4 Lužická minerogenetická oblast
 - 8.5 Moravskoslezská minerogenetická oblast
 - 8.6 Minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví
 - 8.7 Minerogenetická oblast platformního pokryvu
 - 8.8 Minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat
- Literatura doporučená pro další studium

Úvod

Tento studijní text obsahuje základy ložiskové geologie. Je rozdělen do tří částí. V první z nich (tj. v této) je probrána genetická klasifikace ložisek nerostných surovin; jednotlivé genetické skupiny a typy ložisek jsou podrobně charakterizovány. Druhá část studijního textu je věnována rudám, třetí hlavně nerudám, fosilním palivům a také minerogenetickému členění České republiky.

1 Základní pojmy ložiskové geologie

Ložisková geologie je významnou součástí aplikované (užité) geologie. Zabývá se hlavně vyhledáváním a průzkumem ložisek nerostných surovin, studuje podmínky jejich vzniku a výskytu v zemské kůře.

Ložisko je ekonomicky využitelná akumulace nerostné suroviny v zemské kůře, kterou lze v současnosti nebo výhledově v budoucnosti těžít. Termín ložisko se běžně používá i pro označení v minulosti exploatovaných akumulací nerostných surovin bez ohledu na to, zda by tyto akumulace byly či nebyly těžitelné v současnosti. Několik blízko sebe lokalizovaných ložisek stejného genetického typu, příp. druhu nerostné suroviny tvoří ložiskový revír (tento termín se používá hlavně v případě akumulací rud a fosilních paliv).

Nerostná surovina je přirozenou součástí zemské kůry. Lze ji těžít, přímo nebo po určité úpravě dodávat na trh a prodávat se ziskem (v jednotlivých případech i se ztrátou).

Nerostné suroviny se zpravidla člení na rudy (rudní suroviny), nerudy (nerudní suroviny) a fosilní paliva (kaustobiolity).

Jako ruda se označuje nerostná surovina, z níž je možno zhutněním získat jeden nebo více kovů. Ruda obsahuje kromě užitkových složek (tj. žádaných rudních minerálů) i tzv. hlušinové minerály nebo jalovinové minerály, které jsou nežádoucí složkou těžené rudy (jde např. o křemen, kalcit, dolomit a jiné minerály podle povahy rudní akumulace). Horniny v okolí rudních těles (např. rudních žil) jsou označovány jako hlušina nebo jalovina. Hlušina (jalovina) je tedy hornina těžená zároveň s rudami nebo jinými užitkovými nerosty, která neobsahuje užitkové složky, popř. je obsahuje jen v nepatrném, nedobyvatelném množství. Například na ložiskách sulfidických Pb-Zn rud je užitkovou složkou sfalerit a galenit, zatímco pyrit a v ekonomicky bezvýznamné koncentraci přítomný chalkopyrit jsou součástí hlušiny (v tomto případě jsou tedy součástí hlušiny i typické rudní minerály - pyrit a chalkopyrit). Termínem hlušina (jalovina) se

též označuje část hydrotermální žiloviny bez užitkových složek. Jalová žíla je žíla, v níž užitková složka není přítomna vůbec (takovou žílu lze označit i jako sterilní), nebo je obsažena jen v nedobyvatelném množství. Pokud užitková složka tvoří vtroušeniny (tj. rozptýlená zrna), drobné žilky nebo rudní pásy, šmouhy apod., je při dobývání těchto ložisek těžena tzv. nosná hornina (příp. boční hornina). V technické praxi se vytěžená rudní mineralizace v nosné hornině označuje jako rudnina. Tzv. monometalická ruda je zdrojem jen jednoho základního kovu (např. Au nebo Fe), polymetalická ruda je zdrojem dvou nebo více základních kovů (např. Pb a Zn). Jak monometalické, tak i polymetalické rudy mohou v podobě příměsí obsahovat ekonomicky významné koncentrace stopových prvků, které mohou být při zpracování dané suroviny získávány jako jeden z produktů (často se hovoří o vedlejších produktech, příkladem je získávání Au nebo Ag při zpracování některých sulfidických rud Cu-Pb-Zn).

Neruda není definována tak jednoznačně jako např. ruda, která je zdrojem kovu, nebo fosilní palivo, jež je hlavně zdrojem tepelné energie. K nerudám se u nás řadí: a) suroviny, které se využívají v různě upravené podobě jako minerály (např. grafit, mastek, diamant) nebo horniny (např. bentonit), b) suroviny, z nichž se získávají nekovové prvky (např. fluorit jako zdroj fluoru, apatit jako zdroj fosforu), c) suroviny, které jsou sice průmyslovým zdrojem kovů, ale také jejich sloučenin, jež jsou využívány mimo sféru metalurgie (např. bauxit je sice hlavní rudou Al, ale vyrábí se z něj také Al_2O_3 , sloužící jako žáruvzdorný materiál - to znamená, že bauxit je podle způsobu využití buď ruda nebo neruda), d) stavební suroviny (např. vápence na výrobu cementu a vápna, písky, štěrkopísky, lomový kámen), e) suroviny, které slouží na výrobu hnojiv nebo jsou jejich součástí (např. fosfority, vápence, draselné soli).

2 Genetická klasifikace ložisek nerostných surovin

Akumulace nerostných surovin lze klasifikovat na základě různých kritérií.

Morfologické klasifikace vymezují jednotlivé ložiskové typy na základě morfologie ložiskových těles (např. ložiska žilná, čočkovitá, vrstevnatá, žilníkovitého typu apod.). Pro veškerá ložiska s vrstevními tělesy (bez ohledu na způsob jejich vzniku) lze použít označení stratiformní ložiska (pokud je mineralizace vázána na určitou vrstvu nebo souvrtví, lze tyto akumulace označit jako stratidependentní ložiska, přičemž ložiskové těleso může, ale nemusí být stratiformní).

Chemicko-technologické klasifikace rozdělují ložiska podle látkového složení nerostné suroviny a způsobu jejího využití.

Ekonomické klasifikace člení ložiska podle velikosti zásob, kvality nerostné suroviny, stupně prozkoumanosti ložiska a celé řady ekonomických ukazatelů. Jako průmyslové ložisko se označuje ložisko nerostné suroviny, které lze účelně v daných ekonomických a geografických podmínkách využívat. Za průmyslový typ ložiska nerostné suroviny je považován každý genetický nebo morfologický typ, který se na světové produkci dané suroviny podílí minimálně 1 %.

Genetická klasifikace třídí akumulace nerostných surovin na základě podobnosti ložiskotvorného procesu. Ložiska, jejichž geneze je spjata s endogenními procesy, se označují jako endogenní ložiska. K endogenním ložiskům patří i akumulace, jejichž vznik a formování souvisí s regionální nebo kontaktní metamorfózou. Tato ložiska se často vyčleňují do samostatné série ložisek, označovaných jako metamorfogenní ložiska. Ložiska, která jsou výsledkem exogenních procesů, se označují jako exogenní ložiska. Při vzniku některých ložisek

se uplatňují jak exogenní, tak endogenní procesy. Tato ložiska jsou označována jako přechodná endo-exogenní ložiska a exo-endogenní ložiska. Uvedené základní série ložisek se pak dělí na skupiny ložisek, v rámci nichž se vyčleňují jednotlivé genetické typy. Zjednodušená genetická klasifikace ložisek nerostných surovin je obsažena v tab. 1. Jednotlivé skupiny a genetické typy ložisek jsou stručně charakterizovány v této kapitole.

Série ložisek	Skupina ložisek	Hlavní genetické typy ložisek	
Endogenní	magmatická	likvační	
		protomagmatická	
		hysteromagmatická	
	pegmatitová	jednoduché pegmatity	
		metasomatické pegmatity	
	karbonatitová		
	magmatogenní hydrotermální metasomatity	skarnová	
		albititová	
		greisenová	
	hydrotermální	plutonická	
		subvulkanická	
		teletermální	
Meta-morfo-genní	kontaktně metamorfogenní	kontaktně metamorfovaná	
		kontaktně metamorfní	
	regionálně metamorfogenní	regionálně metamorfovaná	
		regionálně metamorfní	
		metamorfně hydrotermální	
Endo-exogenní	submarinní	hydrotermálně sedimentární	
	subaerická	sublimační (vulkanoexhalační)	
		krustální	
Exo-endogenní	hydrogenně infiltrační		
Exogenní	zvětralinová	rýžoviska ve zvětralinovém plášti	
		reziduální	
		halmyrolytická	
		zóny supergenního obohacení	
	sedimentární	klastická sedimentární	
		chemogenní a biochemogenní	
		organogenní sedimentární	

Tab. 1. Genetická klasifikace ložisek - upraveno podle Smirnova (1976), Havelky (1981) a Rozložníka et al. (1987).

Základní rozdělení ložisek do sérií uvedených v tab. 1 je založeno na původu energie ložiskotvorných procesů (buď endogenní nebo exogenní). V jiných klasifikačních schématech je základní členění založeno na vztahu akumulace nerostné suroviny ke vzniku okolního horninového prostředí - ložiska se pak dělí na syngenetická ložiska, která vznikla současně s

okolní horninou, a epigenetická ložiska, jejichž mineralizace je vůči okolním horninám výrazně mladší.

2.1 Magmatická ložiska

K magmatickým ložiskům řadíme akumulace nerostných surovin, které vznikly diferenciací a krystalizací magmat ultrabazického, bazického a alkalického složení. Ke vzniku magmatických ložisek dochází třemi rozdílnými způsoby:

1. Rozštěpením výchozího silikátového magmatu při poklesu teploty na dvě nemísitelné složky: silikátovou taveninu a sulfidickou taveninu. Toto rozštěpení taveniny se označuje jako likvace. Nahromaděním a utužením sulfidické taveniny se následně mohou vytvořit likvační ložiska.

2. Frakcionovanou krystalizací, při níž ložiskotvorné minerály vznikají ze silikátové taveniny již ve stadiu rané krystalizace, tj. dříve než hlavní objem horninotvorných minerálů. Minerály vytvořené během rané krystalizace se za spolupůsobení gravitační diferenciace mohou akumulovat a vytvářet protomagmatická ložiska, označovaná také jako raně magmatická ložiska nebo segregační ložiska.

3. Frakcionovanou krystalizací, při níž ložiskotvorné minerály vznikají ze silikátové taveniny až v závěru krystalizace, tj. později než hlavní objem horninotvorných minerálů. Minerály vznikající ze zbytkových tavenin v závěrečných fázích konsolidace mateřského magmatu mohou vytvářet hysteromagmatická ložiska, označovaná také jako pozdě magmatická ložiska nebo fuzivní ložiska.

2.1.1 Likvační ložiska

Likvace je považována za diferenciační proces, jenž může probíhat jen v některých typech magmatických tavenin. K oddělení sulfidické taveniny od silikátové dochází při ochlazení magmatu na teplotu kolem 1500 °C (příp. jde o teploty značně nižší než uvedených 1500 °C, avšak rozhodně vyšší než je teplota krystalizace horninotvorných silikátů ze silikátové taveniny). Oddělující se sulfidická tavenina se shlukuje do kapek, které díky své vyšší hustotě klesají do spodních částí magmatického tělesa, kde se mohou koncentrovat a po utužení vytvořit akumulace vtroušeninových až masivních sulfidických rud. Utužení sulfidické taveniny probíhá až při poměrně nízkých teplotách (200 až 600 °C); hlavními produkty krystalizace sulfidické taveniny jsou sulfidy Fe, Cu, Ni a Co (především pyrotin, chalkopyrit a pentlandit). Likvační ložiska mohou mít povahu i epigenetických žilných nebo žilníkovitých těles, jejichž vznik je vysvětlován proniknutím sulfidické taveniny do příhodných geologických struktur, včetně dislokací v již konsolidovaném mateřském tělese.

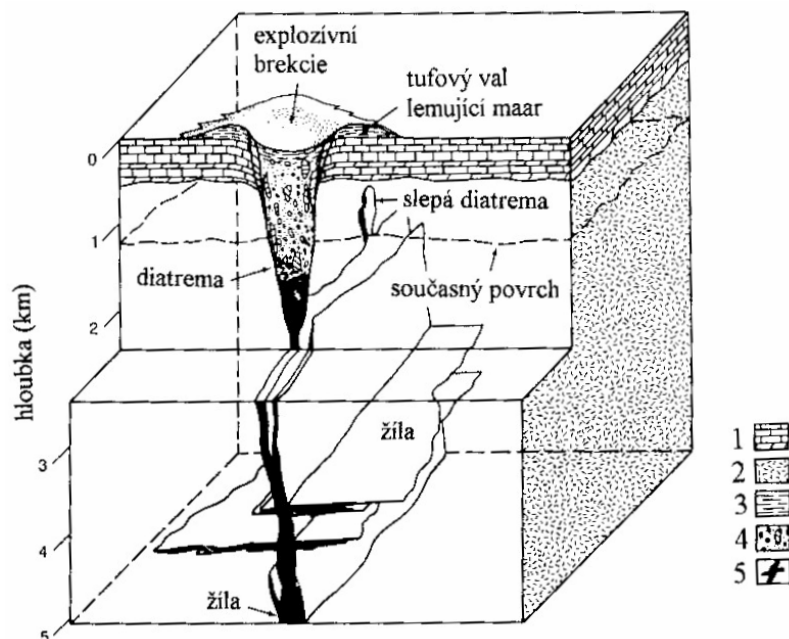
Průmyslově významná likvační ložiska jsou spjata s bazickými a ultrabazickými magmaty. Obecně tato ložiska nejsou příliš častá. Likvační ložiska větších rozměrů se vyskytují převážně na platformách, kde vznikala v souvislosti s jejich tektonicko-magmatickou aktivizací (např. *Norilsk* na sibiřské platformě, ložisko *Sudbury* na kanadském štítě), nebo jde o ložiska spjata s archaickými a proterozoickými pásmy zelenokamů (např. ložiska bushveldského masivu v JAR, ložiska v oblasti Kalgoorlie v Západní Austrálii). Likvační ložiska jsou významným zdrojem Ni-Cu rud a také platinoidů (příp. i Ag a Au).

V České republice je malé likvační ložisko Ni-Cu rud u obce *Staré Ransko* u Chotěboře.

2.1.2 Protomagmatická ložiska

K protomagmatickým ložiskům jsou řazeny především akumulace diamantů v ultrabazických horninách (hlavně kimberlitech), některá ložiska tzv. „titanomagnetitových“ Fe-Ti-V rud a některá ložiska chromitu. Charakteristickým znakem raně magmatických ložisek je výrazné idiomorfnní omezení užitečné složky, jež je obklopena („stmelena“) horninotvornými minerály, které se vyloučily z magmatické taveniny až v průběhu hlavní fáze krystalizace. Užitečné minerály jsou často rozptýleny ve značném objemu hornin; v případě chromitu a magnetitu (resp. „titanomagnetitu“) se při vzniku ložisek mohla výrazně uplatnit gravitační diferenciace, vedoucí ke vzniku i velmi bohatých rudních akumulací. (Termín „titanomagnetit“ je běžně užíván v ložiskové geologii. Z mineralogického hlediska je nevhodný, neboť nejde o magnetit s vysokým obsahem titanu. Magnetit, který vzniká krystalizací z magmatické taveniny vhodného složení při teplotách nad 600 °C, může skutečně ve své struktuře obsahovat značný podíl titanu. Při nižších teplotách dochází k rozpadu pevného roztoku za vzniku ulvöspinelu $TiFe_2O_4$, jenž tvoří v magnetitu odmišenininy v podobě lamel mikroskopických rozměrů. „Titanomagnetit“ je tedy magnetit s odmišeninami ulvöspinelu.)

Protomagmatická ložiska diamantů se vyskytují zejména v kimberlitech, které tvoří v horizontálním průřezu obvykle oválné, směrem dolů se zužující pně („komíny“). Velikost jednotlivých pňů je rozdílná - např. v okolí Pretorie v JAR mají průměr až 850 m a dosahují do hloubky 1000-1500 m. V těchto hloubkách pně přecházejí do žil (obr. 1). Diamantonosné kimberlity geneticky souvisí se starými subdukčními zónami. Při asimilaci oceánské kůry s karbonátovými sedimenty v astenosféře (v hloubkách kolem 200 km) rozkladem karbonátů vzniká CO_2 . Jeho redukci se ve vystupující magmatické tavenině již ve svrchním plášti (v hloubkách 100-150 km) tvořily zárodky diamantových krystalů, které během výstupu ultrabazického magmatu dorůstaly. Výstup kimberlitového magmatu probíhal neobyčejně rychle, na povrchu se mohl projevit mohutnou explozí, související s „prošťřením“ nejsvrchnějších částí zemské kůry (platformního pokryvu o mocnosti až několik km). Vzniklé komínovité diatremy byly vyplněny eruptivními brekciemi a vystupujícím kimberlitovým magmatem. Diamantonosné kimberlity se vyskytují zejména v JAR, Rusku (Jakutsko) a Austrálii.



Obr. 1. Schématické znázornění diamantonosné kimberlitové diatremy navazující na systém kimberlitových žil (ložisko „State Line“ při hranicích států Colorado a Wyoming) (Guilbert, Park 1986 - upraveno).

Vysvětlivky: 1 - spodnopaleozoické sedimenty; 2 - prekambričské krystalinikum; 3 - kimberlitový tuf; 4 - intruzivní kimberlitová brekcie vyplňující diatremu; 5 - masivní hypabysální kimberlit.

Protomagmatická ložiska chromitu jsou spjata s peridotity, gabry, pyroxenity a nority. Gravitační diferenciací nahromaděné krystaly chromitu v nich tvoří polohy hustě vtroušených až masivních rud. Tato ložiska jsou v bushveldském masivu v JAR, v Zimbabwe a Montaně. Protomagmatická ložiska „titanomagnetitových“ rud s obsahem vanadu se vyskytují společně s ložisky chromitu v bushveldském masivu.

2.1.3 Hysteromagmatická ložiska

Užitková složka hysteromagmatických akumulací vzniká krystalizací ze zbytkové taveniny po ukončení hlavní etapy krystalizace. Pokud zbytková tavenina zůstává uzavřena mezi zrny horninotvorných silikátů, tvoří pak užitková složka v hornině roztroušená alotriomorfní zrna. Pokud krystalizace magmatu probíhá v tektonicky neklidném prostředí, může dojít k vytlačení zbytkové taveniny a ke vzniku epigenetické mineralizace (např. v podobě žil ve výplni dislokací).

Průmyslový význam mají hysteromagmatická ložiska chromitu, platinoidů, titanových rud a ložiska apatit-nefelinové formace.

Hysteromagmatická ložiska chromitu se vyskytují v peridotitech (postižených obvykle vysokým stupněm serpentinizace), které jsou součástí ofiolitových komplexů. Největší ložiska tohoto typu jsou na Urale, v Turecku, na Filipínách, Nové Kaledonii, v Albánii a Řecku. Hysteromagmatická ložiska platinoidů se rovněž vyskytují v ultrabazikách ofiolitových komplexů (např. na Urale).

Hysteromagmatická ložiska titanových rud se vyskytují zejména v anortozitech a jsou tvořena ilmenitem, jenž je provázen magnetitem (resp. „titanomagnetitem“), hematitem, rutilem, apatitem, příp. i sulfidy (pyrhotin, pyrit, chalkopyrit). Rudy jsou využívány komplexně jako zdroj Fe, Ti a V. Obrovská ložiska těchto rud jsou v Kanadě (např. ložisko *Lac Tio* v oblasti jezera Allard v Quebecu), USA (u jezera Sanford, stát New York) a v jižním Norsku (ložisko *Tellnes*).

Hysteromagmatická ložiska apatit-nefelinové formace jsou zcela výjimečná. Unikátním reprezentantem tohoto typu mineralizace jsou gigantické akumulace apatit-nefelinové suroviny, vázané na lopolit alkalických ultrabazických hornin (nefelinických syenitů apod.) v Chibinské tundře na Kolském poloostrově (ložiska *Kukisvumčorra*, *Jukspor* a *Koašva*).

2.2 Pegmatitová ložiska

Geneze pegmatitů je v současnosti vysvětlována různými způsoby. Je velmi pravděpodobné, že všechny čtyři níže uvedené hypotézy vzniku pegmatitů jsou ve své podstatě reálné a že v závislosti na geologických podmínkách mohou k formování pegmatitových těles vést různé procesy.

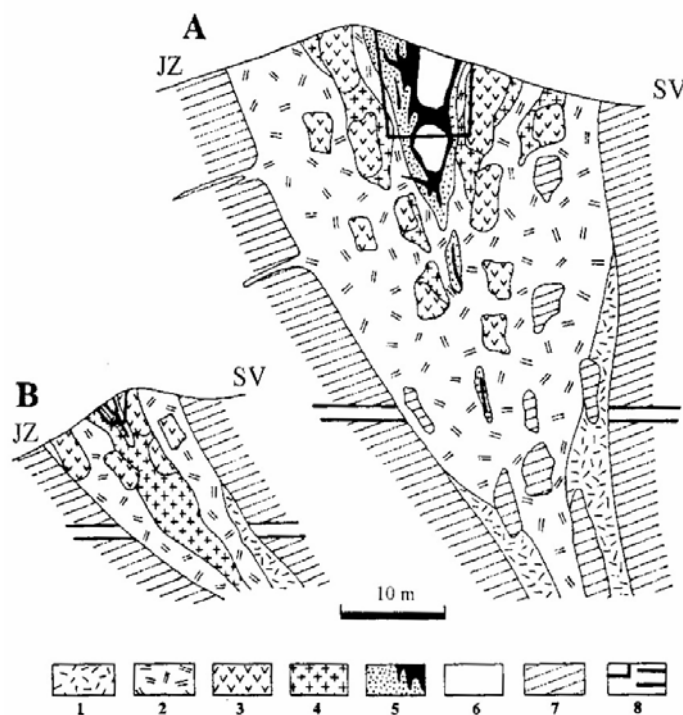
Nejlépe je propracována magmatická hypotéza, která vysvětluje vznik pegmatitů postupnou krystalizací zbytkového silikátového magmatu. Tato hypotéza vychází z představy, že po tzv. hlavní etapě krystalizace magmatu, ve které proběhla nejprve krystalizace bezvodých silikátů a pak též minerálů obsahujících hydroxylovou skupinu, zůstává zbytkové magma (často označované jako pegmatoidní magma). Zbytkové magma je obohaceno o složky, které se hlavní krystalizace účastnily jen v omezené míře - jde především o těkavé složky (např. H_2O , F a B) a o řadu prvků, které se vzhledem k svým krystalochemickým vlastnostem nestaly součástí již dříve vykrystalovaných minerálů (jde např. o Li, Rb, Cs, Be, TR, Nb, Ta, Zr, Hf, U a Th). Ze zbytkového magmatu krystalují minerály pegmatitů. V průběhu ochlazování zbytkového magmatu a krystalizace minerálů se toto magma postupně mění na hydrotermální roztok, z něhož se může v pegmatitovém tělese vytvořit asociace hydrotermálních minerálů.

Magmatická hypotéza velmi dobře vysvětluje vznik granitových pegmatitů, které jsou ze všech petrografických typů pegmatitů nejrozšířenější. Tyto pegmatity mají někdy velmi jednoduchou zonální stavbu. Při okraji pegmatitového tělesa se nachází zpravidla jen několik cm mocná aplitová zóna, která je tvořena především živci a křemenem a jen malým množstvím tmavých minerálů (biotit, muskovit, skoryl). Aplitová zóna vzniká při teplotě 700 až 800 °C. Směrem do centra pegmatitového tělesa přechází aplitová zóna do zóny písmenkového (grafického) pegmatitu, která se vytvořila při teplotě 600 až 700 °C. Písmenkový pegmatit je tvořen zákonitě se prorůstajícím K-živcem a křemenem; v proměnlivém množství je v písmenkovém pegmatitu přítomen biotit nebo granát. V centru pegmatitu se nachází tzv. blokový pegmatit, jenž je tvořen velkými individui K-živce (o rozměrech často několik dm až m) a křemene. V blokovém pegmatitu bývá přítomen také muskovit, skoryl, beryl a příp. další minerály. Ke vzniku blokové zóny pegmatitu dochází za teplot 500 až 600 °C (těkavými složkami bohaté minerály se zde tvoří zejména při teplotě kolem 500 °C). Pegmatity s výše popsanou stavbou se označují jako jednoduché pegmatity. Příkladem jednoduchých pegmatitů jsou pegmatitové žíly u Dolních Borů (viz obr. 26, podrobnější údaje ve stati 4.4.1).

Vývoj granitového pegmatitu však často nekončí vznikem blokové zóny. V teplotním intervalu 400 až 500 °C může dojít k metasomatickému zatlačování dříve vykrystalovaných minerálů, zejména K-živce, jenž bývá nahrazován albitem, muskovitem, lepidolitem,

spodumenem, amblygonitem a řadou dalších minerálů. Pegmatity, v nichž proběhly metasomatické procesy, se označují jako metasomatické pegmatity. Termínem lithné pegmatity se označují metasomatické pegmatity, v nichž se v průběhu metasomatických procesů vytvořily minerály obsahující lithium (např. lepidolit, amblygonit, elbaity). Příkladem lithného pegmatitu je pegmatitové těleso u Rožné (u Bystřice nad Pernštejnem).

Zhruba 1 km dlouhá pegmatitová žíla u obce *Rožná*, která je odkryta hlavně na „Hradisku“ (mocnost asi 35 m) a na „Borovině“ (mocnost 12 m), má výraznou symetricky zonální stavbu. V příčném řezu pegmatitem lze vyčlenit šest hlavních stavebních jednotek, které se liší nerostným složením a strukturou (obr. 2): 1/ okrajová zóna hrubozrnného biotitického pegmatitu (tvořeného asociací křemen + K-živce + plagioklas + biotit), 2/ hrubozrnný turmalinický pegmatit (křemen + K-živce + plagioklas + skoryl + muskovit), 3/ písčinkový pegmatit (K-živce + albit + křemen ± skoryl), 4/ jemnozrnná až středně zrnitá granitická jednotka (křemen + K-živce + albit + skoryl ± muskovit), 5/ bloková zóna, která je diferencována na blokový K-živce (toho je v pegmatitovém tělese poměrně málo, a proto není na obr. 2 znázorněn) a na tzv. křemenné jádro (odkryté při vrcholu Hradiska), 6/ albit-lepidolitová jednotka. Poslední z uvedených jednotek tvoří mohutná hnízda, menší tělíska až žilky obvykle kolem křemenného jádra i uvnitř něj. Albit-lepidolitová jednotka pegmatitu je tvořena hlavně albitem, křemenem, muskovitem, lepidolitem (jenž je dominantním minerálem ve vnitřní části albit-lepidolitové zóny - obr. 2) skorylem a elbaitem (rubelitem, verdelitem, indigolitem). Zpravidla v jen akcesorickém množství je v albit-lepidolitové jednotce přítomen apatit, zirkon, beryl, topaz, manganocolumbit, amblygonit-montebrazit a kasiterit (kasiterit se zde lokálně vyskytuje ve velmi vysokých koncentracích, v letech 1917-1918 se dokonce uvažovalo o jeho těžbě). Lithný pegmatit u Rožné je světoznámou mineralogickou lokalitou, a to především díky lepidolitu, jenž byl z roženského pegmatitu popsán jako nový minerál (v r. 1792). Lepidolit zde byl těžen od počátku 18. století s přestávkami až do 20. století (naposledy v letech 1917-1918). V období 2. světové války zde byl získáván živec a křemen ke sklářským účelům.



Obr. 2. Příčný řez pegmatitovým tělesem vystupujícím na Hradisku (řez A) a Borovině (řez B) u Rožné (Novák 1992 - upraveno).

Vysvětlivky: 1 - hrubozrnný biotitický pegmatit; 2 - hrubozrnný turmalinický pegmatit; 3 - písčinkový pegmatit; 4 - granitická jednotka; 5 - albit-lepidolitová jednotka (černě jsou znázorněny partie, v nichž dominuje lepidolit); 6 - křemenné jádro; 7 - okolní horniny (pararuly) a jejich uzavřeniny v pegmatitovém tělese; 8 - rozsah dobývek.

Magmaticko-metasomatická hypotéza vzniku pegmatitů předpokládá formování pegmatitových těles ve dvou samostatných stádiích: magmatickém a metasomatickém. V průběhu magmatického stadia vznikají krystalizací ze zbytkového magmatu jednoduché pegmatity (zpravidla se zonální stavbou). Během metasomatické etapy, která ale nemusí proběhnout ve všech pegmatitových tělesech, dochází k metasomatickému zatlačování produktů magmatického stadia mladšími minerály. Metasomatické procesy jsou vyvolávány hydrotermálními roztoky, které vystupují z hloubky a které nemají přímou souvislost se zbytkovým magmatem, z něhož se v průběhu magmatického stadia vytvořil jednoduchý pegmatit. Na rozdíl od magmatické hypotézy, podle níž celý proces vzniku pegmatitů probíhá v podstatě v uzavřené soustavě, jde v magmaticko-metasomatické hypotéze nejprve o polouzavřenou soustavu s možným výnosem látek (v magmatickém stadiu) a později o otevřenou soustavu (v metasomatickém stadiu).

Zcela odlišně vysvětluje genezi pegmatitů hydrotermálně-metasomatická hypotéza. Zastánci této hypotézy zcela odmítají existenci pegmatoidních magmat. Podle této hypotézy mohou pegmatity vznikat prakticky z libovolných hornin jejich rekrystalizací, která je vyvolávána hydrotermálními roztoky. Touto rekrystalizací vznikají jednoduché pegmatity, které mohou být v další etapě svého vývoje postiženy metasomatickými procesy, při nichž dochází k chemickým reakcím mezi starší nerostnou asociací pegmatitu a hydrotermálním roztokem.

Metamorfnní hypotéza vychází z poznatků o závislosti charakteru a nerostného složení pegmatitů na stupni metamorfózy okolních hornin. Tato hypotéza se snaží prokázat, že pegmatity jsou produktem regionální metamorfózy. Ke vzniku pegmatitů dochází působením metamorfoenních roztoků, které způsobují selektivní mobilizaci a redepozici prvků podílejících se na složení pegmatitových těles, nebo se pegmatity formují z tavenin, které se vytvořily v průběhu regionální metamorfózy (jde např. o vznik pegmatitů z anatektických magmat).

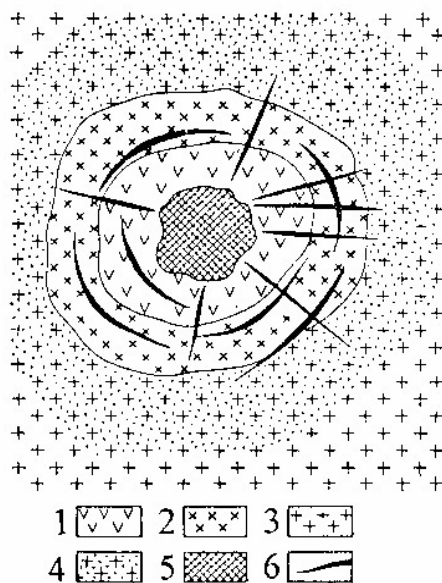
V závislosti na podmínkách vzniku pegmatity tvoří žilná tělesa nebo tělesa čočkovitého nebo hnízdovitého tvaru.

Jednoduché (křemen-živcové) pegmatity jsou významným zdrojem křemene a živce pro keramický průmysl (jde o tzv. „keramické pegmatity“). Tzv. „slídonosné pegmatity“ jsou jediným zdrojem hrubě lupenitého muskovitu. Některé pegmatity jsou zdrojem beryllia, lithia, niobu, tantalu nebo i drahých kamenů (drahokamových odrůd berylu, turmalínu, topazu, korundu).

2.3 Karbonatitová ložiska

Jako karbonatity jsou označovány karbonátové horniny endogenního původu, tvořené z více než 50 obj. % primárními karbonáty (kalcitem, dolomitem, ankeritem, sideritem...), obvykle je však množství primárních karbonátů nad 80 obj. %. Ve variabilním množství jsou zastoupeny silikáty (diopsid, augit, alkalický pyroxen, alkalický amfibol, flogopit, biotit, albit, K-živec, nefelin, forsterit...), apatit, magnetit, ilmenit a další minerály (často obecně velmi vzácné). Karbonatity jsou obvykle součástí složitých ultrabazicko-alkalických intruzivních komplexů, které mají většinou komínovitý tvar (jde o pně) a výraznou koncentrickou stavbu (viz obr. 3). Vývoj těchto komplexů zpravidla začíná výstupem ultrabazického magmatu, pokračuje vznikem alkalických hornin a je ukončen tvorbou karbonatitů, jimiž někdy pronikají ještě mladší žíly alkalických hornin. V průběhu formování intruzivního komplexu se mladší série magmatických hornin ukládají obvykle blíže k centru celé struktury, a proto karbonatity nacházíme obvykle v jádře intruzivního komplexu (viz obr. 3). Intruze s karbonatity poměrně často pronikají granity

a rulami, které bývají v okolí intruze fenitizovány, tj. přeměněny na fenity (fenitizace je speciální typ sodné metasomatózy, při níž vzniká nejen albit, ale i alkalický amfibol a alkalický pyroxen).



Obr. 3. Schéma stavby intruzivního tělesa s karbonatity (horizontální řez)
(Smirnov 1983 - upraveno).

Vysvětlivky: 1 - alkalické horniny; 2 - ultrabazické horniny; 3 - ruly; 4 - fenity;
5 - karbonatitový peň; 6 - karbonatitové žíly.

Karbonatity jsou zdrojem apatitu, rud Nb a Ta, prvků skupiny lanthanoidů, lokálně rud U, Th, Zr aj. Doprovodné ultramafické horniny mohou obsahovat ekonomicky významné akumulace apatitu, magnetitu, „titanomagnetitu“ a vermikulitu. Obrovská karbonatitová ložiska jsou v Kalifornii (*Mountain Pass* s obsahem 5-15 % TR) a v oblasti východoafrického riftového prolomu (např. karbonatitový komplex *Palabora* u města Phalaborwa v SV Transvaalu, kde jsou produkovány rudy Cu, apatit, vermikulit a jako vedlejší produkt magnetit a rudy U, Th, Zr, Hf a Co).

2.4 Skarnová ložiska

Jako skarn byla původně označována relativně hrubozrnná jalovina tvořená hlavně silikáty vápníku, která provází magnetit na některých ložiskách železných rud ve Švédsku. V současnosti je tento termín používán k označení hornin určitého nerostného složení, a to bez ohledu na jejich genezi. Podstatnou složkou typických skarnů jsou Ca-silikáty, reprezentované obvykle granátem (s převahou grossularové a andraditové složky) a pyroxenem diopsid-hedenbergitové řady. Většina skarnových těles se nachází v horninovém prostředí, které alespoň v malé míře obsahuje karbonátové horniny. Skarny však mohou vznikat také v libovolných horninách (např. v jílových břidlicích, pískovcích, granitech, bazaltech a komatiitech). Mohou se tvořit během regionální nebo kontaktní metamorfózy, mohou být produktem metasomatických procesů vyvolaných fluidy různého původu (magmatogenní, metamorfogenní...). Do skupiny magmatogenních hydrotermálních metasomatitů (viz tab. 1) proto náleží jen některá skarnová ložiska. V závislosti na podmínkách vzniku jsou skarnová tělesa prostorově spjata s plutony, zlomy, střížnými zónami nebo i s místy vývěru hydrotermálních roztoků na mořském dně.

Skarny se dělí podle různých kritérií. Běžně se používá dělení na exoskarny a endoskarny. Hlavním kritériem je v tomto případě povaha protolitu, tj. prvotní horniny, jejíž přeměnou se skarn vytvořil. Zatímco protolitem exoskarnu je sediment, protolitem endoskarnu je magmatit. Termíny exoskarn a endoskarn se používají nejčastěji v případě skarnových těles vzniklých kontaktně metasomatickými procesy na styku intruzív s karbonátovými horninami. Pomocí termínů hořečnatý skarn a vápenatý skarn lze vyjádřit hlavní chemické vlastnosti protolitu a z něj následně vytvořené nerostné asociace. Výše uvedené termíny lze kombinovat. Například spojení hořečnatý exoskarn může označovat skarn složený v podstatném množství z forsteritu a diopsidu, který vznikl přeměnou dolomitu.

Jako reakční skarn se označuje hornina vzniklá izochemickou metamorfózou protolitu, tvořeného např. tenkými pásy pelitického materiálu a pásy s převahou karbonátu. Při vzniku reakčního skarnu dochází k výměnným chemickým reakcím mezi pásy odlišného složení (k migraci látek během těchto metasomatických procesů dochází jen na velmi krátké vzdálenosti - např. jen několik cm).

Pokud skarny obsahují ekonomicky významnou mineralizaci, označují se jako skarnová ložiska. Vzhledem k rozmanitosti procesů vedoucích k jejich vzniku mohou být zdrojem různých kovů, zejména Fe, Au, W, Cu, Pb, Zn, Mo a Sn, lokálně i vzácných zemin, U, příp. dalších prvků. V další kapitole těchto studijního textu jsou s ohledem na poměry v ČR blíže charakterizována jen skarnová ložiska magnetitu (stať 3.1.2) a scheelitu (stať 3.11.1).

2.5 Albititová a greisenová ložiska

Albititová a greisenová ložiska patří do skupiny magmatogenních hydrotermálních metasomatitů. Akumulace užitkových minerálů jsou v horninách označovány jako albitity a greiseny. Oba typy hornin jsou produktem hydrotermální přeměny intruzív, většinou granitoidů. Albitit je leukokratní hornina, tvořená hlavně jemnozrnnou albitickou hmotou, v níž jsou větší individua křemene a K-živce (mikroklinu), ale také slídy (nejčastěji jde o muskovit nebo lithné slídy, příp. biotit), spíše výjimečně alkalického amfibolu (riebeckit) a alkalického pyroxenu (egirin). Albitity mají význam jako zdroj Nb, Ta, vzácných zemin, Be, Th a Zr. Mohou být i zdrojem živce pro keramický průmysl. Typický greisen je hornina tvořená hlavně křemenem a slídami (muskovit, cinvaldit, někdy i biotit), zpravidla ve vedlejším množství obsahuje topaz, turmalín, fluorit a někdy i alkalické živce (mikroklin, albit). Greisenová ložiska jsou zdrojem Sn, W, Mo a Li.

Albititová a greisenová ložiska se formují často společně působením vysokoteplotních hydrotermálních fluid postmagmatického původu na konsolidované intruzivní horniny. Metasomatické procesy vedoucí k jejich vzniku se označují jako albitizace a greisenizace. V typických případech albitizace a greisenizace postihuje apikální (vrcholové) části intruzivních těles. Vystupující postmagmatická fluida nejdříve způsobují draselnou metasomatózu (mikroklinizaci) v hlubších (centrálních) částech masivu (při teplotách 550-650 °C). Ve vyšší části intruze roste kyselost hydrotermálních roztoků a ty vyvolávají intenzivní sodnou metasomatózu (albitizaci), jejímž produktem jsou albitity (při teplotách 400-550 °C). V nejvyšší části intruze kyselost hydrotermálních roztoků dále stoupá a metasomatické procesy zde způsobují greisenizaci a prokřemenění hornin (při teplotách 250-450 °C). Ke vzniku greisenů může docházet nejen ve vrcholové části intruze, ale také v nadložních silikátových horninách (např. rulách) - greisen v intruzivním tělese se označuje jako endogreisen, pro greisen v nadloží intruze se užívá termín exogreisen.

Zatímco K-metasomatóza a Na-metasomatóza frontálně postupují intruzivním tělesem (za vzniku velkých objemů hornin postižených mikroklinizací a albitizací), je greisenová metasomatóza prostorově spjata s puklinovými systémy. Ve výplni puklin vznikají tzv. žilné greiseny, které jsou tvořeny hrubozrnným křemenem (časté jsou drúzy velkých křemenných krystalů), hrubě lupenitým cinvalditem a také kasiteritem, wolframitem a dalšími minerály typickými pro greiseny. Kolem puklin se při greisenizaci tvoří relativně velmi úzké zóny greisenizovaných hornin. V případě husté sítě puklin může dojít ke greisenizaci velkých objemů hornin za vzniku greisenových pňů.

Klasickou oblastí výskytu greisenových Sn-W ložisek jsou Krušné hory (např. *Cínovec* - viz stat' 3.10.4, *Krupka* u Teplic a *Altenberg* na německé straně Krušných hor) a anglický Cornwall.

2.6 Hydrotermální ložiska

Hydrotermální ložiska se formují z mineralizovaných hydrotermálních roztoků při jejich průchodu horninami zemské kůry (akumulace nerostné suroviny se tedy tvoří pod zemským povrchem). Hydrotermální roztoky jsou vodné roztoky různého původu a složení. Voda hydrotermálních roztoků může být magmatogenního, diagenního, metamorfogenního nebo vadózního původu. V konkrétních případech lze v hydrotermálním roztoku často prokázat přítomnost vody pocházející ze dvou nebo i více zdrojů (např. může jít o směs magmatogenní a metamorfogenní vody).

Magmatogenní voda (juvenilní voda) se odděluje z magmatické taveniny při poklesu vnějšího tlaku (při tzv. „varu magmatu“, k němuž může docházet např. při výstupu magmatické taveniny do vyšších partií zemské kůry, kde je nižší litostatický tlak) nebo v průběhu krystalizace magmatu. Množství vody v magmatické tavenině se pohybuje většinou v rozpětí 5 až 8 hmot.% (kyselá magmata mají vyšší obsahy vody než bazická). Plutonické horniny v závislosti na nerostném složení obsahují obvykle jen 1 až 2 hmot.% H₂O. Množství vody, která se uvolňuje z magmatické taveniny, je proto značné. (Pokud se z magmatické taveniny s 8 hmot.% H₂O vytvoří hornina s 1 hmot.% H₂O, pak objem uvolněné vody je zhruba 0,2 km³ z každého km³ taveniny.) Migrace vody z magmatu je často složitá, neboť magma způsobuje prohřívání okolních hornin, z nichž se může uvolňovat značné množství vody. Je-li parciální tlak takto se uvolňující vody vyšší než parciální tlak vody v magmatu, dochází k pronikání mineralizované vody z okolních hornin do magmatické taveniny (tento proces se označuje jako transvaporizace).

Diagenní voda se uvolňuje ze sedimentu v průběhu diagenetických procesů. Metamorfnní voda se uvolňuje při progresivní metamorfóze hornin. Obsah H₂O v čerstvých sedimentech může být i přes 30 hmot.%; v silněji metamorfovaných horninách obsah H₂O zpravidla nepřesahuje 1 až 2 hmot.%. Množství vody uvolňující se během diagenese a metamorfózy je tedy obrovské.

Meteorická voda volné cirkulace může za určitých podmínek pronikat do hlubších částí zemské kůry, kde dochází k její postupné transformaci na hydrotermální roztok. Voda, která je hlavní složkou takto vzniklých hydrotermálních roztoků, se v ložiskové geologii označuje často jako vadózní voda (v hydrogeologii může mít tento termín odlišný význam).

Podle teploty se hydrotermální roztoky dělí na katatermální (hypotermální nebo vysokoteplotní) roztoky o teplotě nad 300 °C (obvykle v intervalu 300-600 °C), mezotermální (středně teplotní) roztoky o teplotě 200-300 °C a epitermální (nízkoteplotní) roztoky o teplotě pod 200 °C (zpravidla jde o interval 50-200 °C). Někdy se používá členění na čtyři kategorie:

katatermální roztoky (nad 300 °C), mezotermální roztoky (200-300 °C), epitermální roztoky (100-200 °C) a teletermální roztoky (50-100 °C).

V závislosti na teplotě, tlaku a množství rozpuštěných látek se katatermální roztoky mohou nacházet v nadkritickém stavu. Pro čistou vodu je kritická teplota 374 °C a kritický tlak 22,1 MPa; u hydrotermálních roztoků s obvyklými koncentracemi rozpuštěných látek dochází ke zvýšení kritické teploty na 400-500 °C. Ve starší literatuře lze najít termín pneumatolytické roztoky. Takto byly označovány katatermální roztoky s teplotou vyšší než kritický bod čisté vody (rozhraní mezi hydrotermálním roztokem a pneumatolytickým roztokem tedy bylo na 374 °C).

Mineralizace hydrotermálních roztoků může podobně jako voda pocházet z různých zdrojů. V případě hydrotermálních roztoků s podstatným zastoupením magmatogenní vody je důležitým (a někdy prakticky jediným) zdrojem jejich mineralizace magmatická tavenina, od níž se hydrotermální roztok oddělil. V některých případech však mohou být významné i komponenty pocházející z okolního horninového prostředí (pokud došlo k transvaporizaci). Mineralizace hydrotermálních roztoků, které vznikly v průběhu diagenese a regionální metamorfózy, pochází z horninového prostředí, v němž se roztoky vytvořily. Významným zdrojem mineralizace je i horninový komplex, jímž hydrotermální roztoky prostupují, neboť neustále dochází k výměnným reakcím mezi roztokem a okolními horninami - při těchto výměnných reakcích se mění jak chemické složení roztoků, tak chemické i nerostné složení okolních hornin.

Nerostné látky jsou hydrotermálními roztoky transportovány v různé formě. Největší význam má transport v podobě lehce rozpustných sloučenin, disociovaných na jednoduché iony, komplexní iony nebo polymerní molekuly. Informace o látkovém složení hydrotermálních roztoků jsou získávány zejména výzkumem plynokapalných uzavření v hydrotermálních minerálech. O složení hydrotermálních roztoků vypovídají i nerostné asociace vytvořené z těchto roztoků. Přímou lze zkoumat hydrotermální roztoky (např. některé minerální vody) vystupující až na zemský povrch např. v oblastech současného vulkanismu nebo v oblastech s doznívající sopečnou aktivitou (základem těchto roztoků jsou velmi často meteorické vody nebo jsou tyto roztoky meteorickými vodami silně ovlivněny).

Složení hydrotermálních roztoků je velmi variabilní. Hydrotermální roztoky zpravidla obsahují 2-16 hmot.% rozpuštěných solí, avšak někdy množství rozpuštěných solí dosahuje až 40 hmot.%. Z kationů v hydrotermálních roztocích převládají iony Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} a Ba^{2+} ; z anionů převažují chloridové, hydrogenkarbonátové, karbonátové, síranové a fluoridové iony. Pro transport chalkofilních elementů mají velký význam iony HS^- a S^{2-} . Například k přenosu Zn, Pb a Cu v hydrotermálním roztoku může docházet nejen v podobě komplexních ionů typu $\text{Zn}(\text{HS})_3^-$, $\text{Pb}(\text{HS})_3^-$ a $\text{Cu}(\text{HS})_4^{2-}$, ale i v podobě chloridových a karbonátových ionů jako např. $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$. V případě zlata se uvažuje o přenosu např. v podobě AuS_3^{3-} , AuS^- , AuCl_2^- nebo $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$. Uran může být transportován jako součást uranyl-karbonátových komplexních ionů typu $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, případně v podobě uran-silikátových komplexů. Křemík, jenž se účastní na tvorbě složitých komplexů, může být přenašen i jako $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Vysrážení nerostných látek z hydrotermálních roztoků může být vyvoláno poklesem teploty nebo tlaku, výměnnými reakcemi mezi roztokem a okolními horninami, výměnnými reakcemi při smísení dvou rozdílných hydrotermálních roztoků, změnou pH nebo Eh, únikem těkavých složek, event. řadou dalších příčin.

K vylučování hydrotermálních minerálů z hydrotermálních roztoků dochází buď ve volných prostorách (dutinách různého původu) nebo metasomatickým zatlačováním hornin. Tvar těles hydrotermálních akumulací je proto závislý na morfologii dutin nebo na konturách

zatlačovaných hornin. Často jde o žíly, žilníky, čočkovitá tělesa nebo o tělesa zcela bizarních tvarů.

Horniny v prostoru ložiskových těles jsou zpravidla hydrotermálně alterovány (tj. přeměněny). Charakter hydrotermální alterace závisí jak na povaze horniny, tak na složení a teplotě hydrotermálního roztoku. Nejčastějším typem hydrotermální alterace je prokřemenění (silicifikace), sericitizace, chloritizace, karbonatizace, turmalinizace, kaolinizace, hematitizace, pyritizace a propylitizace.

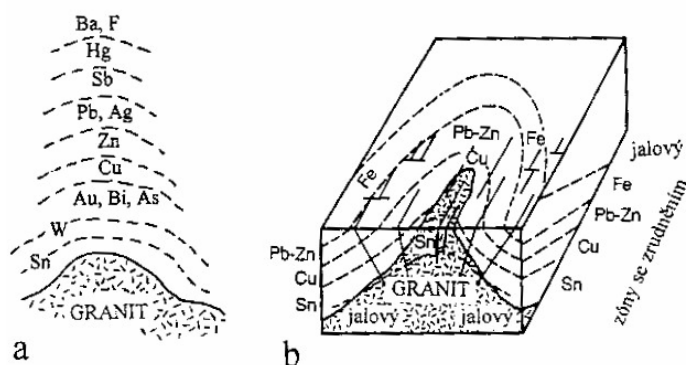
Charakteristickou vlastností hydrotermálních akumulací je jejich zonálnost. Ta se projevuje v regionálním měřítku zákonitým rozmístěním jednotlivých typů ložisek v prostoru, a to např. kolem intruzí granitoidů, kde nejbliže k intruzi jsou Sn-W rudy (greisenového typu), ve větší vzdálenosti od intruze rudy Au, dále pak rudy Cu, potom Pb a Zn, nejdále od intruze jsou rudy Sb a Hg, příp. žíly s barytem a fluoritem (obr. 4a).

Klasickým příkladem regionální zonálnosti je rozmístění rudních akumulací kolem granitoidních intruzí v Cornwallu (Anglie), kde lze rozlišit čtyři hlavní zóny (schématicky znázorněné na obr. 4b), které lze dále členit podle charakteristických nerostných asociací. Ve vrcholové části intruze a v jejím exokontaktu je nejstarší a nevyšší temperovaná Sn-zóna, pro niž jsou charakteristické: a) pegmatity obsahující arzenopyrit, wolframit, kasiterit a molybdenit, b) greiseny s arzenopyritem, staninem, wolframitem, kasiteritem a molybdenitem, c) katatermální žíly, v nichž je přítomen kasiterit, wolframit, arzenopyrit a ve větší vzdálenosti od intruze také chalkopyrit. Katatermální žíly Cu-zóny obsahují chalkopyrit, jenž je provázen staninem, wolframitem, arzenopyritem a kasiteritem. Ve vnější části Cu-zóny přistupuje sfalerit. V zóně Pb-Zn jsou přítomny mezotermální žíly s galenitem, sfaleritem, argentitem, uraninitem a Bi-minerály. Čtvrtá (a poslední) zóna je na obr. 4b označena jako Fe-zóna. Jsou v ní přítomny nejmladší žíly s mezotermální až epitermální mineralizací. Fe-zóna se dělí na dvě podzóny. Blíže intruzi je Fe-Sb podzóna s žilami obsahujícími hematit, antimonit, tetradrit, bournonit a další sulfosoli. Vzdálenější od intruze je podzóna křemenných, resp. křemen-kalcitových žil s pyritem, které jsou bez ekonomického významu.

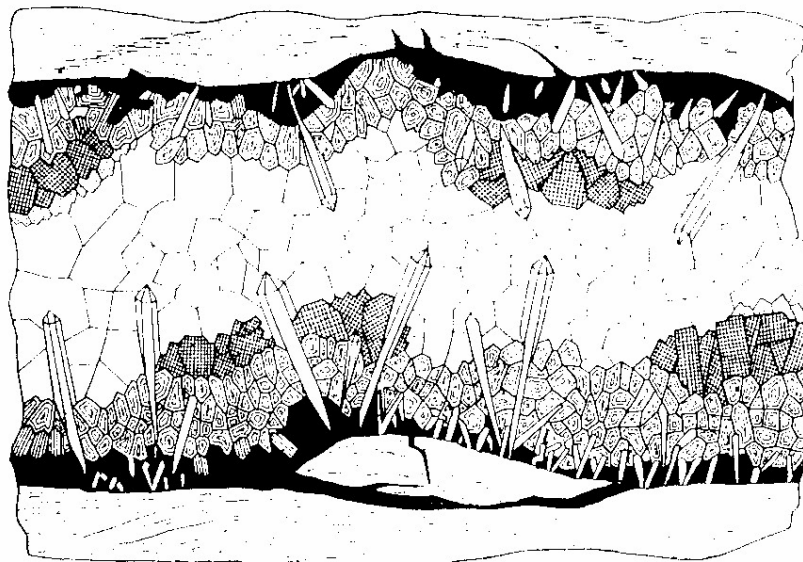
Zonálnost lze pozorovat i na jednotlivých rudních žilách, a to jak ve směru jejich protažení, tak i v jejich příčném řezu, kde se může projevit střídáním pásků s různým nerostným složením (obr. 5).

Hydrotermální ložiska jsou zdrojem řady kovů (např. Ag, Au, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, Mo, U) i nerudních surovin (např. fluorit, baryt, křemen, magnezit).

Podle vztahu k horninovému prostředí se hydrotermální ložiska dělí na plutonická ložiska (v intruzích a metamorfitech), subvulkanická ložiska (ve vulkanitech a vulkanosedimentárních komplexech) a teletermální ložiska (v sedimentárních komplexech). Termíny plutonická, subvulkanická a teletermální ložiska jsou zde chápány negeneticky. Např. plutonická ložiska v našem pojetí nemusí být geneticky spjata s plutonismem, a proto lze k nim zařadit i akumulace metamorfogenně hydrotermálního původu (viz stať 2.18.5). V jiném pojetí (v jiných klasifikacích) však názvy plutonická ložiska a subvulkanická ložiska mohou mít metalogenetický význam.



Obr. 4. Schématické znázornění zón obohacených určitými prvky ve vertikálním řezu pláštěm granitového tělesa, které je zdrojem těchto prvků (a); rozmístění rudních zón kolem jedné z granitových intruzí v Cornwallu (b) (Guilbert, Park 1986 - upraveno).



Obr. 5. Zonální stavba žíly, jejíž hydrotermální mineralizace postupně vyplnila prostor otevřené pukliny. Stěny pukliny byly nejprve pokryty sfaleritem (na obrázku je černý) a křemenem, často v podobě dlouze sloupcovitých krystalů. Krystalizačně mladší složkou je ankerit (zonální), na nějž nasedá galenit (pravoúhle šrafovaný), na ten ještě mladší chalkopyrit (tečkovaný).

Krystalizačně nejmladším minerálem je kalcit (bílý), jenž tvoří centrální část žíly.

(Rösler 1988 - upraveno)

2.6.1 Plutonická ložiska

Plutonická ložiska se vyskytují obvykle v asociaci s intruzívou (nejčastěji granitoidy) nebo v různých metamorfitech v blízkém okolí intruzivních těles nebo i ve větší vzdálenosti od nich. Obvykle jde o žilná ložiska (žíly jsou často sdruženy do tzv. žilných pásem); méně často mají povahu metasomatických těles, žilníků nebo těles vtroušeninových rud.

Hydrotermální mineralizace plutonických ložisek se formuje za různých teplotních a tlakových podmínek. Může jít o ložiska katatermální (např. některé křemenné žíly se zlatem) až epitermální (např. fluorit-barytové žíly). Horniny v okolí ložiskových těles jsou obvykle postiženy hydrotermální alterací (např. silicifikací, sericitizací, chloritizací a karbonatizací).

V rámci skupiny plutonických ložisek se vyčleňuje velké množství paragenetických formací. Jako příklad jsou v následujícím přehledu uvedeny některé z formací přítomných v Českém masivu: tzv. stará zlatonosná formace (např. *Roudný* u Vlašimi, *Jilové u Prahy*, *Mokrsko* - viz stať 3.15.3; k této formaci patří mohutná ložiska zlatonosného křemene *Bendigo* v Austrálii, *Passagemá* v Brazílii a ložiska zlata v žilném pásmu *Mother Lode* v Kalifornii), galenit-sfalerit±chalkopyritová formace se stříbrem (např. *Stříbro*, *Kutná Hora* a *příbramský rudní rajón* - stať 3.7.3), uraninit-karbonátová formace (např. *Rožná* - stať 3.17.3) a uraninit-sulfidy-karbonátová formace (např. *příbramské uranové ložisko* - stať 3.17.3), tzv. pětiprvková formace (U-Ag-Bi-Co-Ni, resp. U-Ag-As-Bi-Co-Ni, reprezentovaná např. ložiskem *Jáchymov* - stať 3.17.3), fluorit-barytová formace (např. *Moldava* a *Jilové* u Děčína - kapitola 4.2), baryt-fluorit-

sulfidická formace (např. *Harrachov* - stať 4.1.1). Mezi plutonická ložiska byla dříve řazena i ložiska greisenového typu (např. kasiterit-wolframitová formace).

Jednotlivé paragenetické formace jsou kolem plutonů obvykle rozmístěny v určitých zónách. Tato regionální zonálnost (označovaná často jako zonálnost rudních rajónů) je výrazná zejména kolem intruzí granitoidních hornin, neboť kolem těchto intruzí vznikají široké teplotní zóny (patra) s charakteristickými paragenetickými formacemi.

2.6.2 Subvulkanická ložiska

Subvulkanická ložiska se nacházejí ve vulkanických horninách nebo ve vulkanosedimentárních komplexech (často je hydrotermální mineralizace přítomna ve výplni sopouchů). Rudní tělesa mají nejčastěji povahu žil až žilníků. Teplotně jde obvykle o ložiska mezotermální až epitermální.

Zonálnost rudních rajónů není tak výrazná jako u plutonických ložisek. Je to způsobeno tím, že v přípovrchových podmínkách formování subvulkanické mineralizace (do hloubky 1-1,5 km od zemského povrchu) dochází k nahuštění teplotních pater a k jejich vzájemnému překrývání.

Příkladem formací ve skupině subvulkanických ložisek je formace kasiterit-wolframit-bismutin s Ag-minerály (tzv. bolivijská formace Sn-W-Bi-Ag rud, vyskytující se zejména v pásmu terciérních vulkanitů, které postupuje od jezera Titicaca přes Oruro a Potosí do Argentiny), tzv. mladá zlatonosná formace (Au-Ag formace, reprezentovaná v Evropě ložisky *Brad* v Rumunsku nebo *Kremnica* na Slovensku), chalkopyrit-galenit-sfaleritová formace se stříbrem a zlatem (např. ložiska *Baia Mare* a *Baia Sprie* v Rumunsku, *Banská Štiavnica* na středním Slovensku) a také cinabaritová formace (např. ložisko *Zlatá Baňa* na východním Slovensku). Typickými hydrotermálními alteracemi hornin v prostoru subvulkanických ložisek je silicifikace a propylitizace.

2.6.3 Teletermální ložiska

Teletermální ložiska jsou uložena v sedimentárních komplexech. Jejich mineralizace je epitermální. Vznikla v blízkosti zemského povrchu, poblíž styku litosféry s hydrosférou. Ložisková tělesa jsou tvořena stratiformními polohami, žilníky nebo mají i žilnou povahu. Na konkrétních ložiskách je často obtížné stanovit, zda jde skutečně o mineralizaci teletermální nebo o mineralizaci hydrogenně infiltrační (viz kapitola 2.10).

K významným typům teletermálních ložisek patří ložiska mědinosných pískovců nebo jílovců (např. v prekambričném mědinosném pásmu v Zambii a Konžské demokratické republice nebo v severoevropské zechsteinské syneklíze - *Mansfeld* v Německu).

Teletermální ložiska Pb-Zn rud spjatá s karbonátovými horninami jsou označována jako ložiska typu Mississippi Valley. Příkladem jsou ložiska sfalerit-galenitových rud na území USA v oblasti Tri State (JZ Missouri, SV Oklahoma a JV Kansas), v JV Missouri a v Mississippí, dále v Kanadě (*Pine Point*), Irsku (*Silvermines*), Polsku (*Olkusz*), Itálii (*Salafossa*, *Raibl*) a Rakousku (*Bleiberg*).

K teletermálním ložiskům patří nejvýznamnější akumulace Hg-rud (tvořených hlavně cinabaritem). Jde o ložiska na území Španělska (*Almaden*), Ukrajiny (*Nikitovka*) a Slovinska (*Idrija*).

2.7 Hydrotermálně sedimentární ložiska

Hydrotermálně sedimentární ložiska jsou často označována jako exhalačně sedimentární ložiska. Tato ložiska vznikají v oblastech submarinní vulkanické aktivity, kde dochází k výstupu hydrotermálních roztoků na mořské dno. Mísení hydrotermálních roztoků s mořskou vodou vede ke srážení pevné fáze, z níž se postupně formuje hydrotermálně sedimentární akumulace. Tyto akumulace pak tvoří ve vulkanosedimentárních komplexech čočkovitá tělesa nebo stratiformní polohy, v jejichž podloží se může vyskytovat impregnační nebo žilníková mineralizace (subvulkanická). V prostoru jednoho ložiska tedy může být přítomna jak hydrotermálně sedimentární mineralizace, tak i mineralizace subvulkanická - tato ložiska se obvykle označují jako vulkanosedimentární ložiska. Užívání tohoto termínu je výhodné zejména v případě ložisek postižených regionální metamorfózou, u nichž se obtížně zjistit, zda zrudnění je produktem hydrotermálně sedimentárních procesů nebo zda má subvulkanický původ.

Hydrotermálně sedimentární ložiska dělíme na dvě hlavní formace: železorudnou formaci a kyzovou formaci.

Hydrotermálně sedimentární železorudná ložiska se často označují jako ložiska typu Lahn-Dill (resp. lahndillského typu). Rudní tělesa jsou tvořena hlavně hematitem, křemenem, magnetitem a Fe-chloritem, na některých akumulacích je hojný siderit. Ložiska této formace se vyskytují např. v povodí řek Lahn a Dill v Německu a také na našem území ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (např. *Chabičov* u Šternberka, *Horní Benešov* u Bruntálu) a ve vrbenské skupině (*Medlov* u Uničova, *Malá Morávka* u Rýmařova).

Hydrotermálně sedimentární ložiska kyzové formace (resp. vulkanosedimentární ložiska kyzové formace) jsou tvořena převážně sulfidy Fe (pyrit, pyrhotin), k nimž ve variabilním množství přistupuje chalkopyrit, sfalerit nebo galenit. Některé akumulace jsou bohaté na stříbro nebo zlato. Akumulace sulfidů jsou často provázeny polohami barytu (obvykle v nadloží). K ložiskům kyzové formace patří řada ekonomicky významných ložisek v Austrálii (*Broken Hill*), Kanadě (*Sullivan*), Španělsku (*Rio Tinto*) a Německu (*Rammelsberg*, *Meggen*). Na území ČR jde např. o ložiska Cu-rud (*Tisová* u Kraslic) a zejména velká ložiska polymetalických rud v jesenické oblasti (*Zlaté Hory* - Cu, Pb, Zn, Ag, Au, *Horní Benešov* - Pb, Zn, Ag; viz stať 3.7.2).

K formování hydrotermálně sedimentárních akumulací na mořském dně dochází i v současnosti, a to zejména podél globálního systému divergentních deskových rozhraní (např. na Východopacifickém hřbetu, hřbetu Juan de Fuca, Explorer a na Středoatlantském hřbetu) a také na ostrovních obloucích a v zónách spreadingu v zaobloukových pánvích. V uvedených oblastech místy dochází k sestupování mořské vody do několikakilometrových hloubek pod mořské dno. Sestupující voda se postupně transformuje na hydrotermální roztok (ohřívá se a mineralizuje) a současně způsobuje hydrotermální alteraci hornin, jimiž prostupuje. Horké hydrotermální roztoky pak stoupají zemskou kůrou vzhůru (jejich chemické složení se stále modifikuje a horniny v okolí jsou alterovány) a vyvěrají v tzv. hydrotermálních polích na mořské dno. Typickým produktem hydrotermální aktivity v těchto polích jsou komínovitá tělesa (tzv. „smokers“, tedy „kuřáci“). Jejich morfologie je variabilní, v některých případech se skutečně podobají štíhlým komínům s víceméně kruhovým příčným průřezem a centrálním kanálem, jímž na vrcholu komínu do chladné vody prudce vystupuje horký hydrotermální roztok. Z komínů vystupující fluida jsou v závislosti na povaze suspendovaných částic zbarvena buď černě (jde o tzv. „černé kuřáky“, „black smokers“) nebo bíle („bílé kuřáky“, „white smokers“). Teplota roztoků vystupujících z „černých kuřáků“ je v typických případech 330-380 °C, z „bílých kuřáků“ 20-300 °C. Stěny komínů jsou tvořeny sulfidy (pyrit, pyrhotin, markazit, sfalerit, wurtzit, chalkopyrit, galenit...) a také anhydritem, opálem nebo i barytem. Nahromadění materiálu ze stěn těchto komínů vede ke vzniku sulfidických akumulací. Pevná fáze, která

vystupuje jako součást „kouřů“ a tvoří se při mísení hydrotermálních fluid s mořskou vodou, sedimentuje v prostoru hydrotermálního pole i ve větší vzdálenosti od něj. Podle povahy sedimentujících částic dochází ke vzniku sulfidických akumulací nebo oxidických akumulací Fe a Mn.

2.8 Sublimační (vulkanoexhalační) ložiska

Ze sopečných exhalací (fumarol a solfatar) mohou vznikat průmyslové akumulace elementární síry, a to sublimací (tak je v mineralogii a ložiskové geologii označován přechod látky ze skupenství plynného do skupenství pevného) nebo také rozkladem vulkanických plynů (např. redukcí SO_2). Elementární síra obvykle tvoří povlaky, shluky, impregnace nebo i malá tělesa v alterovaných vulkanitech a pyroklastikách. Bývá provázena sádrovcem, alunitem, pyritem, příp. realgarem a dalšími minerály. Akumulace sublimační síry jsou na území Itálie (*Vesuv, Etna, Larderello* v Toskánsku), Mexika (*Popocatepetl*), Turecka (*Keciborlo*), Chile, Indonésie a Japonska.

2.9 Subaerická krustální ložiska

Tato ložiska vznikají vysrážením minerálního obsahu z hydrotermálních roztoků při jejich vývěru na zemský povrch v subaerických podmínkách. Tvořící se krusty jsou složeny např. z chalcedonu, křemene nebo kalcitu. Jen výjimečně obsahují i rudní minerály (magnetit, hematit, pyrit, galenit, zlato...). Příkladem z území ČR jsou akumulace travertinu (*Kokory a Tučín* u Přerova) a vřídlovce, resp. vřídelního aragonitu (*Karlovy Vary*).

2.10 Hydrogenně infiltrační ložiska

Hydrogenně infiltrační ložiska vznikají v připovrchových partiích zemské kůry vysrážením užitečné složky z mělce cirkulujících chladných podzemních vod. K vysrážení této mineralizace dochází v dutinách hornin (v pórech, na puklinách...) při změně pH, Eh, tlaku, při výměnných reakcích mezi roztokem a horninou, v níž roztok cirkuluje. V řadě případů dochází ke vzniku ložiskových koncentrací některých kovů díky jejich sorpci na organickou substanci, oxyhydroxidy Fe, Al nebo Mn, na gely SiO_2 , fosfority nebo na jílové minerály. Ke vzniku hydrogenně infiltrační mineralizace v aridních oblastech vede odpařování vody.

Ekonomický význam mají zejména hydrogenně infiltrační ložiska U, V a Cu. Typickým reprezentantem této skupiny ložisek jsou tzv. uranonosné pískovce, v nichž je uran vázán především na uraninit, jenž bývá ve značném množství provázen minerály V a Cu. Největší akumulace uranonosných pískovců jsou v USA na Colorado Plateau (na ploše asi 400 000 km^2). Na našem území patří k tomuto typu uranových akumulací ložiska v české křídové pánvi na Českolipsku (*Hamr* - viz stať 3.17.1).

2.11 Rýžoviska ve zvětralinovém plášti

Vznik ložisek tohoto typu souvisí se zvětrávacími procesy, při nichž se ve zvětralinovém plášti koncentrují inertní (tj. chemicky odolné) minerály. Tyto minerály se během zvětrávání

uvolňují z matečných hornin a v nezměněné podobě se mohou hromadit ve zvětralinách. Protože lze tyto minerály ze zvětralinového pláště získávat rýžováním, označují se jejich akumulace jako rýžoviska. Termín rýžovisko je negenetický a označuje akumulaci inertních minerálů v nezměněné hornině bez ohledu na její vznik (může jít nejen o akumulace ve zvětralinovém plášti, ale i např. o plážová rýžoviska, říční náplavy apod.); místo termínu rýžovisko se někdy užívá termín rozsyp (jde o synonyma).

Rýžoviska ve zvětralinovém plášti se dělí na eluviální rýžoviska (jako eluvium je označována nepřemístěná zvětralina, která plynule přechází do matečné horniny v jejím podloží), deluviální rýžoviska (jde o akumulace ve svahových sedimentech - někdy jsou tato rýžoviska označována jako koluviální) a proluviální rýžoviska (akumulace při úpatí svahů).

Na rýžoviskách ve zvětralinovém plášti se koncentruje např. zlato (rýžoviska v Západní Austrálii), platina (na Urale), diamant (JAR), kasiterit (Indonésie, Malajsie, Čína), wolframit (Barma) a pyrop (deluviální pyroponosné štěrky v Českém středohoří - viz kapitola 4.21). Všechny výše uvedené minerály patří mezi tzv. těžké minerály. Kromě nich se v eluviu mohou hromadit i větší agregáty inertních minerálů s nízkou hustotou (např. ve zvětralinovém plášti na melafyrech v Podkrkonoší zůstávají zachovány achátové geody a různě velké úlomky jaspisu).

2.12 Reziduální ložiska

Vznik reziduálních (zbytkových) ložisek je spjat se zvětráváním silikátových nebo karbonátových hornin. Při chemickém zvětrávání těchto hornin dochází obecně k odnosu Na, K, Ca, Mg a k hromadění nepohyblivého zbytku (rezidua), tvořeného hlavně hydrosilikáty, hydroxidy nebo oxidy Al, Si a Fe. Vývoj a charakter reziduí je závislý na typu zvětrávající horniny, klimatických poměrech (nejpříznivější pro tvorbu reziduí je vlhké tropické klima), morfologii terénu a dalších faktorech.

Reziduální ložiska mají obvykle tvar plošných pokryvů; často jsou zachována jen v depresích. Rozmístění jednotlivých komponent na ložisku závisí na jejich pohyblivosti a na směru jejich pohybu. Např. Fe, Mn a Al jsou málo pohyblivé a migrují obvykle do vyšších horizontů rezidua. Naopak více pohyblivé složky sestupují do spodních zón profilu a tvoří tam žíly a drobné žilky (tvořené např. opálem a hydrosilikáty Ni).

Hlavními typy reziduálních ložisek jsou ložiska kaolínu, železitých lateritů, lateritických bauxitů, niklonosných lateritů a reziduální ložiska apatitu.

Reziduální ložiska kaolínu vznikají kaolinickým zvětráváním hornin bohatých živcem (např. arkóz, rul, žul, syenitů, pegmatitů). Ke kaolinickému zvětrávání může docházet i v mírném podnebí, nejpriznivější je však vlhké tropické klima. Důležitým předpokladem pro tvorbu kaolínu je slabě kyselá reakce prostředí, která umožňuje nejen odnos K, Na, Ca, Mg, ale i Fe a nadbytečného množství SiO₂. Na tvorbu kaolínu příznivě působí přítomnost sulfidů, jejichž oxidací v zóně zvětrávání vzniká H₂SO₄; obdobně pozitivně ovlivňují průběh kaolinizace huminové kyseliny a rašeliništní vody. Reziduální kaolín obsahuje kromě kaolinitu proměnlivé množství příměsí (křemen, muskovit, reliktů nerozloženého živce, chloritizovaný biotit...), které většinou negativně ovlivňují kvalitu suroviny. U nás jsou ložiska reziduálního kaolínu na Karlovarsku, Podbořansku, Plzeňsku, Znojemsku a Vidnavsku (viz stať 4.14.2).

Ložiska železitých lateritů jsou častá v zemích tropického pásma, kde vznikají zvětráváním bazických a ultrabazických hornin. Hlavními složkami železitých lateritů jsou oxy-hydroxidy Fe a vodnaté alumosilikáty Fe. Kromě železa se v těchto reziduích může koncentrovat Ni, Cr a případně Co.

Ložiska lateritických bauxitů vznikají lateritickým zvětráváním hornin bohatých na Al_2O_3 a chudých na SiO_2 . Lateritické bauxity jsou složeny převážně z oxy-hydroxidů Al s příměsí oxy-hydroxidů Fe a nerozložených alumosilikátů. Vznik lateritických bauxitů vyžaduje na rozdíl od železitých lateritů alespoň částečný odnos Fe, a to zejména v případě matečných hornin bohatých na železo.

Ložiska niklonosných lateritů vznikají lateritickým zvětráváním ultrabazických hornin. Nikl, jenž je v matečné hornině přítomen jako izomorfní příměs v olivínu a pyroxenu, se při lateritickém zvětrávání hromadí především v podobě hydrosilikátů Ni.

Reziduální ložiska apatitu se tvoří zvětráváním vápenců obsahujících určité množství apatitu, jenž je hůře rozpustný než karbonát, a proto se může hromadit v reziduích (vyplňujících např. krasové dutiny).

2.13 Halmyrolytická ložiska

Termínem halmyrolýza se označují zvětrávací procesy probíhající na dně oceánů a moří. Podmořské zvětrávání probíhá hlavně působením kyslíku obsaženého v mořské vodě; běžným produktem halmyrolýzy je rudý hlubinný jíł. Subakvatickým zvětráváním efuziv (převážně ryolitů a andezitů) a jejich pyroklastik vzniká bentonit. Bentonit je jílovitá hornina, jejíž dominantní složkou je montmorillonit. Vyznačuje se mohutnou sorpční schopností a velmi vysokou hodnotou výměny kationů. Pro tyto vlastnosti je využíván v řadě průmyslových odvětví (např. při rafinaci ropy, přípravě slévárenských formovacích písků, filtrování odpadních vod, odstraňování radioaktivních odpadů). Ke tvorbě bentonitu však může docházet i v jezerním prostředí (zpravidla bezprostředně po uložení sopečného popela, jehož teplo usnadňuje vznik bentonitu), zvětráváním tufů přímo na zemském povrchu, hydrotermální alterací vulkanitů a jejich tufů nebo i dlouhodobým působením podzemních vod na tufové polohy ve stadiu hlubokého pohřbení. U nás jsou ložiska bentonitu v okolí Mostu (*Braňany*), kde se bentonit vytvořil rozkladem miocenních bazických vulkanitů, jejich tufů a tufitů. Geneze našich ložisek bentonitu je vysvětlována různě, rozhodně však nejde o halmyrolýzu.

2.14 Rudní akumulace v zónách supergenního obohacení

Výchozové partie ložisek sulfidických rud jsou postihovány zvětrávacími procesy, které se obvykle označují jako supergenní procesy (nebo supergeneze). V profilu sulfidickou akumulací, postiženou supergenními procesy, lze rozlišit tři zóny: při povrchu je oxidační zóna, pod ní se nachází cementační zóna, která směrem do hloubky přechází do zóny primární mineralizace.

Oxidační zóna je zónou, v níž dochází k prosakování srážkových vod nasycených rozpuštěným kyslíkem a CO_2 . Sahá od zemského povrchu až k hladině podzemní vody. Oxidační zóna je místem rozkladu primárních rud. Rozpustné produkty rozkladu primární rudy jsou z oxidační zóny vymývány srážkovými vodami a přenášeny do cementační zóny. Odtud jsou v období s minimem srážek zčásti opět vynášeny vztlínající podzemní vodou zpět do oxidační zóny, kde se díky odpařování vody mohou některé komponenty opět uložit. Pokud se neuloží v podobě těžce rozpustných minerálů, jsou v dalším cyklu srážkovými vodami sestupujícími oxidační zónou opět rozpuštěny a přeneseny do cementační zóny. Opakování těchto procesů vede k tomu, že z oxidační zóny jsou nakonec vyneseny prvky, které v ní nemohou vytvořit nerozpustné minerály. Takto dochází k výraznému ochuzení oxidační zóny např. o Zn, Cu nebo Ag. V nejvyšší části oxidační zóny se postupně koncentrují prvky, které se po vysrážení stávají součástí těžce rozpustných sloučenin. Takto se na výchozech sulfidických ložisek tvoří

akumulace oxy-hydroxidů Fe (limonitu), které jsou označovány jako železný klobouk nebo gossan.

Cementační zóna leží pod oxidační zónou. Jde o zónu trvale zvodněnou horizontálně proudící podzemní vodou. Reakce prostředí v cementační zóně je neutrální až slabě alkalická (na rozdíl od kyselého prostředí v oxidační zóně). V redukčním prostředí této zóny dochází k reakcím mezi primárními sulfidy a roztokem přinášeným z oxidační zóny. Probíhající reakce mají povahu metasomatického zatlačování, při němž jsou primární sulfidy zatlačovány sekundárními. Toto zatlačování se označuje jako cementace. Charakter metasomatických procesů v cementační zóně je určen afinitou zúčastněných kovů k síře. Pokud má kov přinášený z oxidační zóny vyšší afinitu k síře než kov primárního sulfidu, pak dojde k zatlačování (cementaci). Např. v cementační zóně Cu-ložisek probíhá zatlačování železa mědí podle schématu: CuFeS_2 (chalkopyrit) \rightarrow Cu_5FeS_4 (bornit) \rightarrow CuS (covellin) \rightarrow Cu_2S (chalkozín). V cementační zóně tak mohou vznikat akumulace velmi bohatých měděných rud (chalkopyrit obsahuje 34,6 % Cu, chalkozín 79,8 % Cu). Vzhledem k vysoké afinitě stříbra k síře může v cementační zóně docházet k zatlačování prakticky všech sulfidických minerálů argentitem (Ag_2S), příp. dalšími Ag-minerály. Tak mohou vzniknout velmi bohaté Ag-rudy, a to i na ložiskách Pb-Zn rud, kde je stříbro v primární rudě obsaženo jen jako příměs v galenitu (např. *příbramský rudní rajón, Kutná Hora, Stříbro*). Za určitých podmínek se v cementační zóně může koncentrovat i zlato (např. lokálně na ložisku *Zlaté Hory*). Dalším kovem, který se akumuluje v cementační zóně, je uran. Z kyselého prostředí oxidační zóny přechází šestimocný uran do redukčního prostředí cementační zóny, kde dochází k jeho redukci na čtyřmocný, jenž se zde ukládá v podobě tzv. uranových černí.

2.15 Klastická sedimentární ložiska

Klastická sedimentární ložiska (někdy označovaná jako mechanická sedimentární ložiska) vznikají sedimentací transportovaných klastických částic. Z hlediska vzniku průmyslových akumulací má zásadní význam transport vodními toky nebo mořskými proudy; jen omezený ložiskotvorný význam má transport větrem nebo ledem.

Podle povahy uloženého materiálu se klastická sedimentární ložiska dělí na sedimentární rýžoviska, ložiska přeplavených nebo převátých zvětralin a ložiska pyroklastik.

2.15.1. Sedimentární rýžoviska

Sedimentární rýžoviska se tvoří nahromaděním těžkých inertních minerálů, které byly přemístěny vodou, větrem nebo ledem. Podle způsobu a místa sedimentace se rozlišují aluviální (říční) rýžoviska, plážová rýžoviska, eolická rýžoviska, glaciální a fluvio-glaciální rýžoviska.

Aluviální rýžoviska vznikají akumulací těžkých minerálů v místech náhlého poklesu rychlosti vodního toku. Na horním toku řeky převládá erozivní činnost nad sedimentací a vzhledem k vysoké rychlosti vodního toku jsou zde klasy transportovány bez ohledu na jejich hustotu a do jisté míry i bez ohledu na jejich velikost. Ke vzniku akumulací těžkých minerálů na horním toku dochází jen zcela lokálně; rozměry těchto akumulací jsou velmi malé (jsou např. v obřích hrncích nebo v depresích pod vodopády). Nejpříznivějším místem pro vznik aluviálních rýžovisek je střední tok, kde se již výrazně uplatňuje boční eroze, jíž vznikají meandry. Ve střední části toku dochází k sedimentaci materiálu a k jeho vytřídování. Těžké minerály se mohou hromadit na vnitřních (jesepních) mělčinových březích, v místech přítoků a různých překážek, které brzdí tok a vyvolávají vířivé (turbulentní) proudění u dna řeky,

při němž je lehká frakce vírem pozdvihována a přenášena pak tokem dále, zatímco těžká frakce zůstává na místě společně s většími klasty (valouny). Amumulace těžkých minerálů se nacházejí i na čelní straně říčních ostrovů nebo v místech, kde se koryto řeky náhle rozšiřuje. Ve spodní části toku se aluviální rýžoviska obvykle netvoří (výjimkou jsou lokální koncentrace těžkých minerálů v deltových sedimentech). K aluviálním rýžoviskům patří např. historicky významná ložiska zlata na řekách Yukon a Klondike na Aljašce, u nás jsou aluviální rýžoviska zlata např. na řece Otavě, Lužnici, Opavici a Opavě. Aluviální rýžoviska diamantů jsou na řekách Vaal a Orange v JAR.

Horniny příbojového srázu (klifu) jsou abrazní činností moře mechanicky rozrušovány a z nich vznikající klastický materiál je rozplavován po abrazní plošině a tvoří se takto pláž. Těžké minerály (pokud jsou přítomny v matečné hornině) jsou pak součástí plážového písku; podstatným zdrojem těžkých minerálů je i klastický materiál přinášený do moře prudkými toky řek a potoků. Vlivem přílivu a odlivu, působením vln a příbřežních proudů se mohou tvořit plážová rýžoviska. Nejprůzračnější pro vznik velkých akumulací těžkých minerálů je zóna oscilace mezi přílivem a odlivem a nechráněné odkryté pláže. Tam, kde není výrazný příliv a odliv, dochází ke vzniku akumulací těžkých minerálů v příbojové zóně. Pásma výskytu plážových rýžovisek mohou dosahovat značné délky (desítky až stovky km, např. na východním pobřeží Austrálie 900 km). Průmyslově nejvýznamnějším typem plážových rýžovisek jsou akumulace tzv. černých písků, jejichž hlavními těžkými minerály jsou ilmenit, rutil, zirkon a monazit (např. kolem západního a východního pobřeží Austrálie a podél pobřeží Brazílie) nebo „titanomagnetit“ a magnetit (pobřeží ostrova Kjúšu). Plážová rýžoviska zlata jsou při pobřeží Aljašky. Plážové diamantonosné písky jsou při pobřeží Namibie.

Eolická rýžoviska jsou často v zóně příbřežních písečných dun, prostorově spjatých s plážovými rýžovisky (např. v Austrálii). Mohou se tvořit v pouštních oblastech, kde dochází ke vzniku akumulací těžkých minerálů v týlové části dun a na návětrných stranách různých překážek (např. výstupků tvrdších hornin), zatímco lehčí frakce je větrem přenášena na závětrnou stranu - příkladem jsou rýžoviska diamantu v kamenité poušti Namib v Namibii.

Glaciální a fluvio-glaciální rýžoviska mají jen malý ekonomický význam. Nevytříděný materiál morén jen zcela výjimečně obsahuje ložiskové koncentrace těžkých minerálů (výjimkou jsou zlatonosné morény na Aljašce). V glaciofluvialních sedimentech dochází k podstatně lepšímu vytřídění materiálu a mohou se v nich vytvořit lokální koncentrace těžkých minerálů (příkladem jsou fluvio-glaciální rýžoviska zlata na Novém Zélandu).

2.15.2 Ložiska přeplavených nebo převátých zvětralin

Ložiska přeplavených nebo převátých produktů zvětrávání vznikla díky transportní a třídící schopnosti vodních toků, mořských proudů, příboje nebo větru. Vzhledem k zrnitostnímu vytřídění klastického materiálu se takto tvoří ložiska pšfitů, psamitů, aleuritů a pelitů, a to nezpevněných nebo diageneticky zpevněných.

Průmyslově významná jsou ložiska šterků a šterkopísků (říčních, plážových nebo fluvio-glaciálních), písků (říčních, plážových, fluvio-glaciálních nebo vátých) a jejich zpevněním vzniklých pískovců. Dále jde o ložiska jílu a jílovců (převážně jezerních a mořských). - Další údaje k této skupině ložisek jsou obsaženy v kapitolách 4.14 a 4.17.

2.15.3 Ložiska pyroklastik

Z pyroklastických (vulkanoklastických) hornin mají význam ložiska pemzy (např. v Itálii) a ložiska tzv. hydraulických tufů (označovaných také jako tras nebo puzolán), používaných v průmyslu stavebních hmot.

2.16 Chemogenní a biochemogenní sedimentární ložiska

Značná část produktů zvětrávání je na místo sedimentace transportována ve formě roztoků (pravých nebo koloidních) nebo ve formě vysoce disperzních suspenzí. Tyto komponenty mají sice zásadní význam pro vznik chemogenních a biochemogenních sedimentárních ložisek, avšak v případě některých typů akumulací dochází k podstatnému přínosu ložiskotvorných komponent submarinními hydrotermami nebo vulkanickými exhalacemi.

K chemické sedimentaci dochází při změně koncentrace rozpuštěných složek, při snížení teploty, snížení vnějšího tlaku, změně pH nebo Eh. Při biochemické sedimentaci probíhá ukládání látek z roztoku za spoluúčasti organismů. K chemické a biochemické sedimentaci dochází jak ve vodních tocích, tak i v jezerech a mořích. Ložiska se však tvoří jen v sedimentačních bazénech, a to pouze tam, kde je chemická nebo biochemická sedimentace provázána jen minimální sedimentací klastického materiálu.

Do této genetické skupiny ložisek patří zejména ložiska evaporitů, chemogenních a biochemogenních vápenců, dolomitů a magnezitů, chemogenních rud Fe, Mn a Al, ložiska chemogenních fosforitů a biochemogenní ložiska elementární síry.

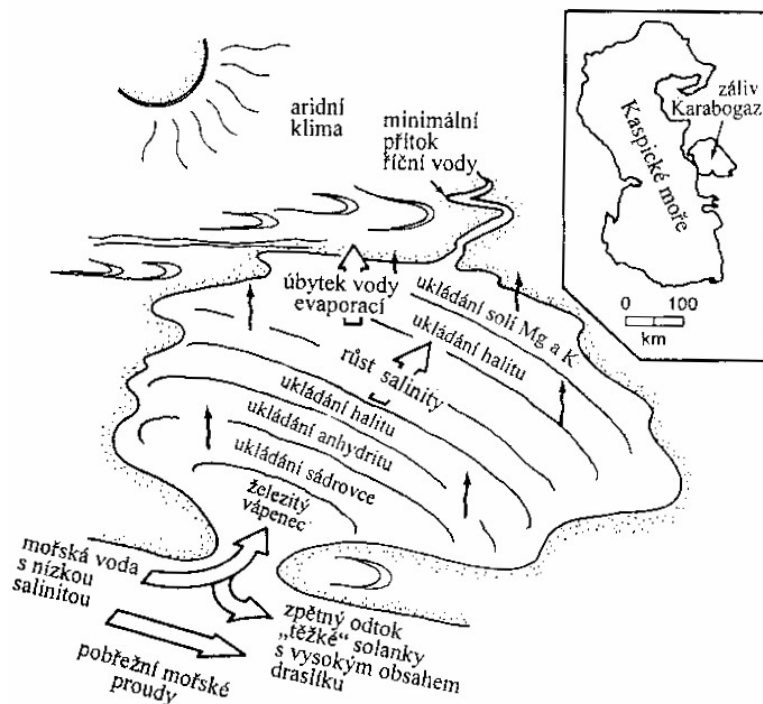
2.16.1 Ložiska evaporitů

Evapority jsou chemogenní sedimenty, které vznikají vysrážením ve vodě rozpuštěných komponent v důsledku nadměrného odpařování vody. Evapority se podle místa a podmínek vzniku dělí na mořské evapority, jezerní evapority a infiltrační evapority.

Mořské evapority vznikají odpařováním mořské vody v podmínkách aridního klimatu. Jejich významné akumulace se mohou tvořit v zátokách takřka oddělených od moře nebo v pobřežních jezerech, občasně doplňovaných mořskou vodou. Posloupnost ukládání jednotlivých minerálů z odpařující se mořské vody je dána jejich rozpustností ve vodě (nejméně rozpustné minerály se při odpařování vody srážejí jako první).

Předpokládejme, že se mořská voda o normální salinitě odpařuje ve zcela uzavřeném bazénu (nedochází k žádnému přítoku dalších porcí mořské vody). Jako první se bude srážet kalcit (v jen nepatrném množství). Prvními typickými evapority jsou sulfáty Ca (sádrovec a anhydrit), které se začínají srážet při zmenšení objemu roztoku v našem bazénu na zhruba 20 %. Při dalším odpařování vody se koncentrace rozpuštěných solí neustále zvyšuje. Při zmenšení objemu roztoku na zhruba 10 % se začíná ukládat halit. Později se srážejí draselné a hořečnaté soli, zcela nakonec se ukládají boráty. Popsaná posloupnost ukládání jednotlivých typů evaporitů se označuje jako solitvorný cyklus. Pokud dochází k periodickému přísunu mořské vody do bazénu, v němž se tvoří evapority, mohou se v profilu sedimentární výplně tyto cykly pravidelně střídát. Často však nedojde k ukončení cyklu, a tak v některých případech vznikají jen akumulace anhydritu a sádrovce, v jiných případech se tvoří akumulace evaporitů, v nichž se střídají vstvy sádrovce a anhydritu s vrstvami kamenné soli (draselné a hořečnaté soli chybí).

Podrobně jsou ložiska kamenné soli, sádrovce+anhydritu a draselných solí mořského původu popsána v kapitolách 4.8, 4.9 a 4.10. V současnosti lze vznik evaporitů studovat v zálivu Kara-Bogaz (viz obr. 6).



Obr. 6. Schématické znázornění solitvorného procesu v zálivu Kara-Bogaz. Zakřivené linie v zálivu spojují místa se stejnou salinitou. S růstem salinity se mění složení sedimentujícího evaporitu. (Guilbert, Park 1986 - upraveno)

Jezerní evapority vznikají odpařováním jezerní vody. Složením jsou výrazně odlišné od mořských evaporitů, což souvisí s rozdíly ve složení jezerních vod a vody mořské. Látky rozpuštěné v jezerních vodách mohou být přinášeny vodními toky (chemismus vody ve vodoteči závisí do značné míry na litologii povodí a klimatu), větrem (např. jako soli po odpaření kapiček mořské vody), vyvěrajícími minerálními vodami nebo jako součást vulkanických exhalátů apod. Proto existují značné rozdíly mezi jezerními evapority vznikajícími v různých oblastech.

V některých oblastech jsou jezerní evapority významným zdrojem bóru, vázaného v podobě borátů - např. ložiska na území Turecka a USA (*Searles Lake* v Mojavské poušti a *Kramer* v Kalifornii). Jezerní evapority mohou být také zdrojem sody, lithia, bromu, příp. jodu.

Jezero *Searles Lake* v Mojavské poušti je vyschlým solným jezerem o ploše 116 km², z nichž na 40 km² (v centrální části) jsou usazeniny různých solí, včetně borátů (jde hlavně o borax). Soli jsou také pod povrchem, a to ve dvou polohách oddělených 4 m mocnou vrstvou jílu. Svrchní poloha solí má mocnost 21-27 m, spodní 7-12 m. Póry v evaporitech obou vrstev jsou vyplněny solankou, která tvoří téměř 50 % objemu solných poloh.

Infiltrační evapority se mohou tvořit v aridních oblastech odpařováním vztlínajících vod. Patří k nim ložiska ledku v poušti Atacama (Chile).

2.16.2 Ložiska chemogenních a biochemogenních vápenců, dolomitů a magnezitů

K vysrážení CaCO₃ ve vodném prostředí může docházet díky snížení koncentrace CO₂ v roztoku. Pokles koncentrace rozpuštěného CO₂ může být vyvolán poklesem vnějšího tlaku nebo zvýšením teploty (CO₂ uniká jako plyn) nebo CO₂ může být z roztoku odnímán organismy

(bakterie, řasy...). Takto se tvoří tzv. kalové vápence a vápnité hleny. Geneticky jde o chemogenní nebo biochemogenní vápence. Při vysokém obsahu Mg se v polouzavřených zálivech nebo slaných jezerech často vylučuje dolomit (provázející např. solná ložiska); dolomit však může vznikat i dolomitizací vápenců. Chemogenně sedimentárního původu mohou být i některé akumulace magnezitu (stať 4.6.4).

2.16.3 Ložiska chemogenních rud Fe, Mn a Al

Železo, mangan a hliník jsou do sedimentačních pánví přinášeny zčásti v podobě suspenzí oxy-hydroxidů a koloidních roztoků; v případě Mn a Fe jde i o pravé roztoky, v případě Al má zásadní význam transport v podobě suspenzí jílových minerálů. Při mísení sladkých vod se slanými se tyto prvky postupně ukládají v pořadí Al - Fe - Mn. Tedy nejbližší břehu sedimentuje hliník v podobě bauxitu, dále od břehu vznikají Fe-rudy a ještě dále od břehu Mn-rudy. Uvedená posloupnost objasňuje častý výskyt Fe-Mn rud a Fe-Al rud (zatímco Al a Mn se společně obvykle nevyskytují). Ke vzniku ložisek může docházet jen v oblastech s minimální sedimentací klastického materiálu.

Akumulace bauxitu tohoto genetického typu mají zcela nepatrný hospodářský význam. Důležitá jsou ložiska manganových rud a místy také železných rud. Sedimentární manganové rudy se podle svého nerostného složení dělí na oxidické a karbonátové; sedimentární železné rudy se dělí na oxidické, karbonátové a silikátové.

Ložiska oxidických a karbonátových manganových rud jsou tvořena oxidy a oxy-hydroxidy Mn (např. pyroluzit, manganit) nebo karbonáty Mn (např. rodochrozit). Gigantickými ložisky sedimentárních manganových rud jsou *Nikopol* (Ukrajina) a *Čiatura* (Gruzie).

Ložiska oxidických železných rud bývají tvořena goethitem (případně dalšími oxy-hydroxidy Fe), hematitem nebo magnetitem. I když akumulace těchto rud mohou vznikat i v jezerech, průmyslově významné jsou hlavně rudy mořského původu, které se ukládají blízko pobřeží. Charakteristickým znakem těchto rud je oolitická stavba. Hematitové oolitické rudy se vyskytují např. v Barrandienu (*Ejpvovice, Krušná hora* u Hudlic, *Mníšek pod Brdy* - viz stať 3.1.3). K limonitickému typu, v němž převažují oxy-hydroxidy Fe, patří ložiska tzv. „lotrinské minety“ na území Lotrinska (Francie) a částečně také Belgie a Lucemburska.

Ložiska karbonátových železných rud jsou tvořena sideritem, často jde o rudy pelosideritové. Vznikají hlavně v bažinatých mořských zálivech. Často se však sideritové rudy formují až v průběhu diagenese přeměnou sedimentárních oxidických nebo silikátových železných rud. Sedimentární sideritové rudy se lokálně vyskytují v Barrandienu (*Zdice*). Akumulace pelosideritů jsou v Moravskoslezských Beskydech.

Ložiska silikátových železných rud jsou tvořena hlavně Fe-chloritem (chamosit). U nás se vyskytují v Barrandienu (*Nučice, Chrustenice*).

2.16.4 Ložiska chemogenních fosforitů

Ložiska chemogenních fosforitů se tvoří na šelfu a v nejvyšší části kontinentálního svahu (pro recentní akumulace v teplých mořích je uváděn hloubkový interval 50 až 300 m). Vystupující chladná oceánská voda, která je bohatá na CO₂ a fosfor, se zde mísí s teplými vodami. Dochází zde k přesycení vody fosfátem-Ca, jenž se sráží. Vysoké koncentrace fosfátu podporují masivní rozvoj bioty od řas přes měkkýše až po obratlovce. Zbytky po těchto organismech společně s chemicky vysráženými fosfáty-Ca jsou základem pro vznik fosforitových akumulací. Příklady ložisek chemogenních fosforitů jsou uvedeny ve stati 4.13.2.

2.16.5 Biochemogenní ložiska elementární síry

Za spolupůsobení bakterií se mohou formovat sedimentární akumulace elementární síry v mořských lagunách. Anaerobní bakterie žijící na dně laguny redukuje sírany na sulfan, jenž vystupuje vzhůru a při hladině se oxiduje na elementární síru, která následně sedimentuje a stává se tak součástí lagunárních sedimentů. Ložiska tohoto typu jsou zmíněna ve stati 4.11.1.

2.17 Organogenní sedimentární ložiska

Do skupiny organogenních sedimentárních ložisek patří ložiska kaustobiolitů uhelné i živičné řady (podrobně charakterizovaná v kapitole 5), ložiska organogenních vápenců, organogenních silicitů a organogenních fosforitů.

Ložiska organogenních vápenců vznikla nahromaděním vápnitých zbytků různých organismů. Z organogenních silicitů je průmyslově významný diatomit, jenž se tvoří akumulací křemitých schránek rozsivek (viz kapitola 4.16). Příkladem organogenního fosforitu je guano, vznikající nejčastěji nahromaděním exkrementů ptáků za specifických klimatických podmínek (viz stať 4.13.3).

2.18 Metamorfogenní ložiska

Vznik nebo vývoj metamorfogenních ložisek je spjat s metamorfními procesy. Metamorfogenní ložiska lze rozdělit na metamorfovaná a metamorfní. Jako metamorfovaná ložiska se označuje akumulace nerostné suroviny, která byla metamorfními procesy více nebo méně přeměněna. Metamorfní ložiska je akumulace nerostné suroviny, která se vytvořila až při metamorfóze. Podle toho, zda se při vzniku nebo dotváření ložiska uplatnila metamorfóza kontaktní nebo regionální rozlišujeme čtyři hlavní skupiny metamorfogenních ložisek: kontaktně metamorfovaná ložiska, kontaktně metamorfní ložiska, regionálně metamorfovaná ložiska a regionálně metamorfní ložiska. Do skupiny metamorfogenních ložisek lze zařadit i hydrotermální ložiska, která vznikla prokazatelně z hydrotermálních roztoků uvolněných v průběhu metamorfních procesů - tato ložiska lze označit jako metamorfogenně hydrotermální ložiska.

2.18.1 Kontaktně metamorfovaná ložiska

Z kontaktně metamorfovaných ložisek mají největší význam ložiska Fe rud, která se formují působením intruzí na sedimentární ložiska oxidických a karbonátových Fe-rud. Kontaktně metamorfovaná železorudná akumulace se často zcela podobají skarnovým ložiskům (exoskarnům).

2.18.2 Kontaktně metamorfní ložiska

V průběhu kontaktní metamorfózy vznikají kontaktně metamorfní ložiska skarnového typu (exoskarny) - jejich příkladem jsou akumulace scheelitu (viz stať 3.11.1). V aureole intruzí pronikajících uhelnými slojemi se tvoří ložiska grafitu (obdobně mohou vznikat i akumulace koksů). Kontaktním působením intruzivních těles na ložiska bauxitu vzniká smirek, tj. hornina

složená z korundu a dalších minerálů (ložiska smirku jsou např. na řeckém ostrově Naxos). V kontaktně metamorfovaných vápencích může být přítomen metamorfogenní rubín drahokamové kvality (např. na ložiskách v Barmě).

2.18.3 Regionálně metamorfovaná ložiska

Akumulace nerostných surovin různého složení a vzniku mohou být společně s okolním horninovým prostředím postiženy regionální metamorfózou. V závislosti na látkovém složení nemetamorfované akumulace a na stupni metamorfózy dochází k částečné nebo úplné rekrytalizaci a obvykle také ke vzniku novotvořených minerálů. Stavební znaky nerostné suroviny odrážejí metamorfní podmínky; nerostné složení suroviny je určeno její předmetamorfní povahou a průběhem metamorfních procesů. Část předmetamorfní mineralizace může být přemístěna metamorfními fluidy např. do žilných těles - jde o tzv. metamorfní mobilizáty, resp. metamorfogenně hydrotermální akumulace (stať 2.18.5), jejichž příkladem mohou být některá žilná ložiska sulfidických rud (např. *Nová Ves* u Rýmařova - viz stať 3.7.3).

Regionální metamorfózou různé intenzity byla postižena např. naprostá většina ložisek vulkanosedimentárních sulfidických rud (u nás např. *zlatohorský rudní revír* a ložisko *Horní Benešov* - viz stať 3.7.2) a ložisek hydrotermálně sedimentárních železných rud typu Lahn-Dill (u nás ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině - viz stať 3.1.4). Regionální metamorfóza výrazně modifikovala složení a stavbu tzv. páskovaných magnetitových rud (např. *Krivoj Rog* na Ukrajině, *Kursk* v Rusku nebo nevelké akumulace rud tohoto typu v okolí obce *Vernířovice* u Šumperka - podrobněji ve stati 3.1.1). Některá skarnová ložiska Fe-rud jsou považována za produkt regionální metamorfózy sedimentárních železorudných akumulací.

2.18.4 Regionálně metamorfní ložiska

K regionálně metamorfním ložiskům patří např. akumulace grafitu v regionálně metamorfovaných horninách, v nichž se grafit vytvořil přeměnou organické substance přítomné ve výchozím sedimentu (u nás jsou ložiska grafitu tohoto genetického typu v pestré skupině moldanubika a ve velkovrbenské skupině - viz stať 4.7.1). Patří sem i ložiska krystalických vápenců (mramorů) vytvořená metamorfním přepracováním karbonátových sedimentů.

2.18.5 Metamorfogenně hydrotermální ložiska

V průběhu progresivní fáze regionální metamorfózy dochází k postupné dehydrataci hornin. Zejména při metamorfóze sedimentárních nebo vulkanosedimentárních souvrství se uvolňuje obrovské množství vody, v níž je rozpuštěna řada komponent, jejichž charakter a množství jsou určovány termodynamickými podmínkami a složením metamorfujícího se horninového prostředí. Takto vytvořené hydrotermální roztoky mohou migrovat do oblastí s nižším stupněm metamorfózy. Například hydrotermální roztoky vzniklé v oblasti amfibolitové facie migrují do oblastí s metamorfózou odpovídající facii zelených břidlic nebo zeolitové facii a zde z nich může vznikat hydrotermální mineralizace žilného typu (jde např. o křemenné žíly se zlatem). V horninovém komplexu postiženém regionální metamorfózou běžně dochází k přemísťování fluid do míst s relativně nižším tlakem, a to např. do foliačních spár, sedel vrás nebo puklin, v nichž vzniká hydrotermální mineralizace, která se označuje jako metamorfní sekrece. V případě metamorfních sekrecí je jejich nerostné složení výrazně určováno látkovým

složením jejich bezprostředního okolí (jde o migraci na velmi malou vzdálenost - lze říci, že roztoky byly „vypoceny“ z horninového prostředí kolem stávající sekrece) a také termodynamickými podmínkami vzniku. Metamorfní sekrece mají často povahu křemenných žil, které mohou být průmyslovým zdrojem křemene; v prostoru metamorfovaných vulkanosedimentárních sulfidických ložisek mohou vznikat např. sekreční křemenné žíly se sulfidy nebo se zlatem.

Vzhledem k tomu, že v řadě konkrétních případů je velmi obtížné (a někdy prakticky nemožné) určit, zda ložisko patří do skupiny ložisek plutonických nebo metamorfozně hydrotermálních, jsou v následující kapitole těchto skript metamorfozně hydrotermální ložiska někdy přiřazována k plutonickým (na základě povahy horninového prostředí). To se týká zejména hydrotermálních ložisek zlata v Českém masivu (viz stat' 3.15.3), z nichž ložiska *Kašperské Hory*, *Suchá Rudná* a *Zlatý Chlum* jsou s největší pravděpodobností metamorfozně hydrotermální. Metamorfní remobilizace však měla zásadní význam i při vzniku dalších významných ložisek zlata (např. *Čelina - Mokrsko*, *Jílové u Prahy*).