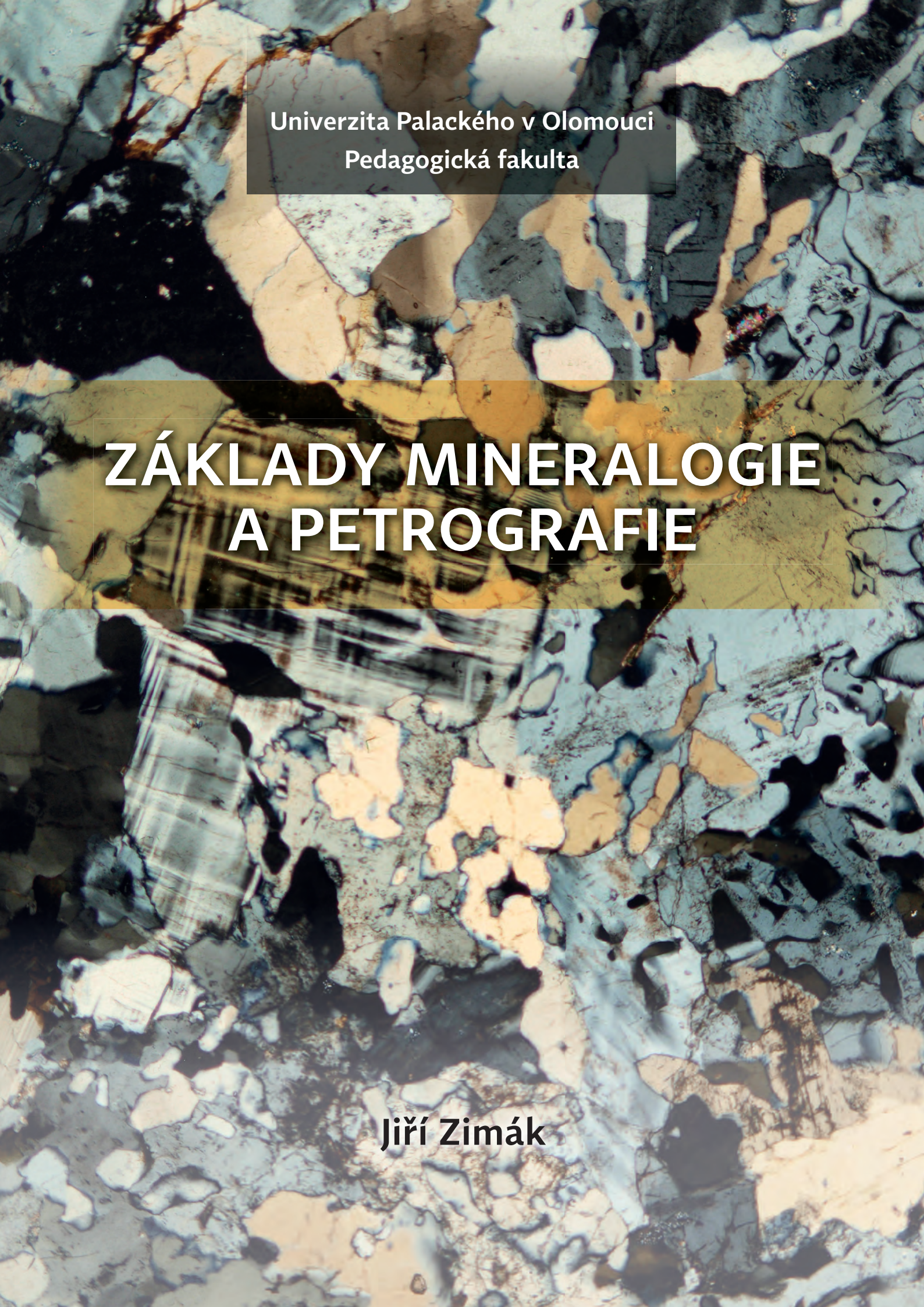




Univerzita Palackého v Olomouci
Pedagogická fakulta

ZÁKLADY MINERALOGIE A PETROGRAFIE

Jiří Zimák

KATALOGIZACE V KNIZE - NÁRODNÍ KNIHOVNA ČR

Zimák, Jiří, 1956-

Základy mineralogie a petrografie / Jiří Zimák. -- 1. vydání. -- Olomouc : Univerzita Palackého v Olomouci, [2025], ©2025. -- 1 online zdroj : ilustrace (převážně barevné)

Nad názvem: Univerzita Palackého v Olomouci, Pedagogická fakulta. -- Obsahuje bibliografie a bibliografické odkazy

ISBN 978-80-244-6688-0 (online ; pdf)

* 549 * 552 * (075.8) * (0.034.2:08)

— mineralogie

— petrologie

— učebnice vysokých škol

— elektronické knihy

552 - Petrologie [7]

37.016 - Učební osnovy. Vyučovací předměty. Učebnice [22]

Úvod

Mineralogie a petrografie jsou dva samostatné vědní obory, které svým zaměřením náleží do geologických věd, a ty jsou součástí věd o Zemi. Mineralogie je vědou o minerálech (nerostech), petrografie se zabývá horninami. Oba obory se navzájem prolínají, minerály jsou základními stavebními složkami naprosté většiny hornin.

Na základních školách je mineralogie a petrografie společně s dalšími geologickými obory začleněna do výuky přírodopisu. S poznatky z oborů mineralogie a petrografie se žáci základních škol setkávají nejen v přírodopisu, ale i ve vlastivědě, chemii, fyzice, zeměpisu a také dějepisu. Modely krystalů určené primárně pro výuku morfologické krystalografie mohou být vhodnou pomůckou při výuce geometrie.

Publikace „Základy mineralogie a petrografie“ je určena pro tři hlavní skupiny uživatelů. První cílovou skupinou jsou studenti přírodopisu na Pedagogické fakultě Univerzity Palackého v Olomouci, pro něž je tato publikace doplňkovým materiálem k výuce základů geologie. Druhou cílovou skupinou jsou stávající učitelé přírodopisu, jimž tato publikace může přispět k rozšíření znalostí z obou vědních oborů. Třetí cílovou skupinou jsou všichni zájemci o neživou přírodu, a to bez ohledu na věk, vzdělání a profesi.

Elektronická publikace „Základy mineralogie a petrografie“ je rozdělena do 12 souborů, jejichž názvy jednoznačně vyjadřují jejich náplň. Jde o tyto soubory:

- 01-úvod.pdf,
 - 02-o-autorovi.pdf,
 - 03-mineralogie-zaměření-a-rozdělení.pdf,
 - 04-všeobecná-mineralogie.pdf,
 - 05-systematická-mineralogie.pdf,
 - 06-genetická-mineralogie.pdf,
 - 07-petrografie-zaměření-a-rozdělení.pdf,
 - 08-petrografie-magmatitů.pdf,
 - 09-petrografie-sedimentů.pdf,
 - 10-petrografie-metamorfitů.pdf,
 - 11-zdroje-informací-o-minerálech-a-horninách.pdf,
 - 12-metody-výzkumu-minerálů-a-hornin.pdf.
- Připojen je nezbytný soubor 13-tiráž.pdf.

Text publikace „Základy mineralogie a petrografie“ je doplněn množstvím obrázků, a to zejména v souboru „05-systematická-mineralogie.pdf“, v němž čtenář určitě ocení krásné fotografie jednotlivých minerálů a jejich odrůd. Většinou jde o technicky dokonalé snímky nádherných a unikátních vzorků, které jsou ozdobou mineralogických sbírek nebo jsou nabízeny k prodeji. Tyto fotografie pocházejí převážně z databáze mindat.org (dostupné na www.mindat.org). V textu k fotografiím mineralogických vzorků je autor snímku téměř vždy uveden, v řadě případů je však z původní fotografie prezentován pouze výřez. Většina obrázků brusů zhotovených z drahých kamenů a také obrázků šperků, jejichž součástí jsou drahé kameny, byla získána z internetových stránek thajského obchodu se šperky „ThaiGems“ (oficiální název je Thai Gems Export Ltd), převážně v letech 2005–2010. V době vydání této publikace firma „ThaiGems“ své zboží nabízí na www.jtv.com a www.thaigems.com.

Poznámka

V textu se místy objevují rámečky s poznámkami. Někdy jde pouze o drobnou doplňující zajímavost, většinou je však jejich cílem přispět ke snazšímu pochopení probírané problematiky.

Výzkum minerálů a hornin přináší poznatky o geologickém vývoji Země a také například o procesech vedoucích ke vzniku akumulací nerostných surovin. Znalost těchto procesů má zásadní význam pro úspěšné vyhledávání mnoha různých typů ložisek nerostných surovin. Na základě mineralogicko-petrografického hodnocení těžených nerostných surovin jsou voleny vhodné postupy jejich úpravy a také způsoby jejich využití. Význam mineralogie a petrografie je proto pro celou naši civilizaci zcela zásadní.

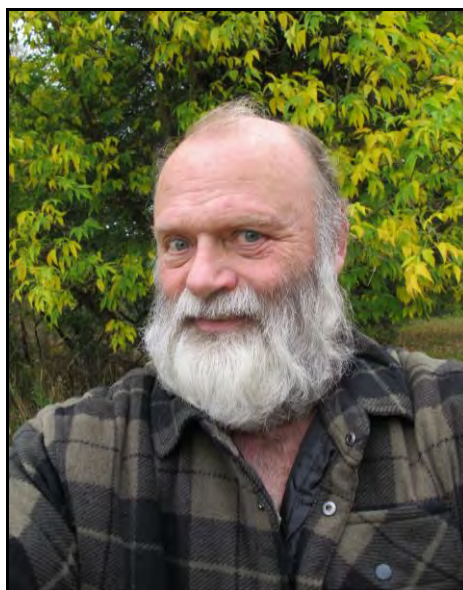
Za všechny připomínky a náměty ve finálním stádiu práce na učebním textu „Základy mineralogie a petrografie“ autor děkuje Mgr. Jitce Kopecké, Ph.D. (Pedagogická fakulta Univerzity Palackého, Olomouc) a RNDr. Pavle Hršelové, Ph.D. (Moravské zemské muzeum, Brno).

O autorovi

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Narodil se 12. června 1956. V roce 1980 ukončil studium geologie na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity (tehdy UJEP) v Brně. V letech 1980–1983 působil jako mineralog v Krajském vlastivědném muzeu v Olomouci. V letech 1983–2021 pracoval na Přírodovědecké fakultě UP v Olomouci, kde přednášel mineralogii, petrografii, ložiskovou geologii a geochemii. Od roku 2021 působí na Pedagogické fakultě UP a podílí se na vzdělávání budoucích učitelů přírodopisu. Jeho vědeckovýzkumná činnost je zaměřena na mineralogii a petrografii severovýchodní části Českého masivu a též na přirozenou radioaktivitu hornin zejména ve výše uvedené oblasti. Je autorem 362 publikací.

e-mail: jiri.zimak@upol.cz



Přehled publikací charakteru učebnic a učebních textů se vztahem k „Základům mineralogie a petrografie“:

- Zimák J. (1993): Mineralogie a petrografie. UP Olomouc. 201 s.
- Zimák J. (1994): Úvod do genetické mineralogie. Olomouc. 49 s.
- Zimák J. (1995): Vznik a vývoj krystalu. UP Olomouc. 35 s.
- Zimák J. (1996): Mineralogie a petrografie (2. doplněné vydání). UP Olomouc. 213 s.
- Zimák J. (1998): Mineralogie a petrografie (3. doplněné vydání). UP Olomouc. 226 s.
- Zimák J. (1998): Základy mineralogie a petrografie pro zeměpisce. UP Olomouc 1998. 91 s.
- Janoška M., Zapletal J., Zimák J., Bábek O. (1999): Geologie pro učitele. Vydavatelství UP Olomouc. 196 s.
- Zimák J. (2001): Ložiska nerostných surovin. Vydavatelství UP Olomouc. 98 s.
- Zimák J. (2008): Drahé kameny. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák J. (2008): Systematická mineralogie. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák J. (2009): Rock-Forming Minerals of Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák J. (2009): Základy gemologie. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák J. (2013): Ložiska nerostných surovin. Univerzita Palackého v Olomouci. 144 s.
- Zimák J. (2019): Rock-Forming Minerals of Igneous and Metamorphic Rocks in Thin Section. (dostupné on-line na <http://rockformingminerals.urga.com>)
- Zimák J. (2021): Ložiska nerostných surovin (on-line učební text), 217 s. (dostupné on-line na <http://www.urga.cz/files/3.pdf>)
- Zimák J. (2021): Mineralogický systém – hlavní zástupci (on-line učební text), 485 s. (dostupné on-line na <http://www.urga.cz/files/1.pdf>)
- Zimák J. (2021): Základy gemologie (drahé kameny) (on-line učební text), 1069 s. (dostupné on-line na <http://www.urga.cz/files/2.pdf>)
- Zimák J. (2023): Gemologický systém – přehled drahých kamenů. Univerzita Palackého v Olomouci. 1793 s.
- Zimák J. (2024): Mineralogický systém – přehled hlavních zástupců. Univerzita Palackého v Olomouci. 1996 s.

Zaměření a rozdělení mineralogie

Mineralogie patří k nejstarším odvětvím přírodních věd. Když byly počátkem novověku sepsány nejstarší spisy o hornictví a hutnictví (jde především o spisy Jiřího Agricoly), byla v nich tehdejší mineralogie sumou znalostí horníků a hutníků o vlastnostech rud a v menší míře i nerudných nerostných surovin. V té době byly do mineralogie řazeny i poznatky, které by z hlediska současného členění geologických věd náležely do petrografie, ložiskové geologie a všeobecné geologie. S bouřlivým rozvojem průmyslu od počátku 18. století souvisí mj. prudký rozvoj přírodních věd a vyčleňování jednotlivých vědních disciplín. Mineralogie se jako samostatná vědní disciplína formuje zhruba v polovině 18. století. Současná mineralogie je vědou o minerálech (nerostech), zabývající se hlavně jejich vlastnostmi, strukturou, chemickým složením, vznikem a přeměnami a také průmyslovým využitím nerostných surovin.

1. Definice minerálu

Obecně je za minerál (nerost) považován chemický prvek nebo chemická sloučenina, která je za normálních podmínek krystalická a vznikla jako produkt geologických procesů. Tato formulace zahrnuje drtivou většinu látek, které jsou všeobecně za minerály pokládány. Existují však látky, jejichž povaha uvedeně definici nevyhovuje, avšak které k minerálům řadíme. Jako příklad lze uvést rtuť (ta je za „normálních“ termodynamických podmínek kapalná), metamiktní minerály (které původně krystalovou strukturu měly, ale během metamiktní přeměny o ni přišly – viz soubor „04-všeobecná-mineralogie.pdf“, str. 128), některé amorfní látky, které splňují určitá kritéria (například opál), a také minerály mimozemského původu. V posledním případě jde například o minerály meteoritů nebo o minerály v horninách Měsíce či Marsu. **Minerál je přírodnina, která vzniká nezávisle na činnosti člověka.** Za minerály proto nelze považovat například uměle vyrobené drahé kameny. Má-li syntetický drahý kámen krystalovou strukturu odpovídající určitému minerálu, pak lze pro něj použít název tohoto minerálu (nebo jeho odrůdy), avšak s vyjádřením skutečnosti, že je syntetický (například syntetický diamant, syntetický rubín, syntetický smaragd).

Poznámka

Doplnění definice minerálu větou „Minerál je přírodnina, která vzniká nezávisle na činnosti člověka.“ má zásadní význam. Zdůrazňuje, že za minerály nelze považovat žádné antropogenní materiály, tj. materiály vytvořené člověkem, mezi něž například patří již výše zmíněné syntetické drahé kameny. Za minerály však nelze považovat ani látky, které vznikly působením geologických procesů na antropogenní materiály – příkladem může být rez na železném plotě nebo tzv. měděnka na měděném plechu (i když rez i měděnka jsou výsledkem zvětrávacích procesů).

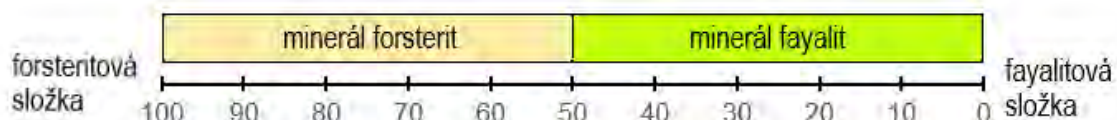
Jak je to s vodou? Voda v kapalném stavu minerálem není. Pokud je však v pevném skupenství (vodní led), pak je oficiálně řazena mezi minerály, avšak mnozí mineralogové k tomu mají výhrady. V této publikaci je uveden pouze výběr minerálů, do něhož led nebyl zařazen. Krystaly ledu (sněhové vločky) jsou zmíněny v souboru „04-všeobecná-mineralogie.pdf“ na straně 85.

2. Definice minerálního druhu

Definice minerálního druhu je poměrně komplikovaná. Proto lze v řadě konkrétních případů diskutovat o tom, zda jeden minerální druh ve stávajícím mineralogickém systému není vlastně souborem několika minerálních druhů. Jindy lze uvažovat o možnosti sloučení dvou nebo i více minerálních druhů do druhu jediného. Problémy tohoto typu řeší od roku 2006 IMA-CNMNC (The Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification of the International Mineralogical Association – viz <https://mineralogy-ima.org>). Pro nás je nyní

důležité najít přijatelnou odpověď na otázku, čím se od sebe jednotlivé minerální druhy liší. Nabízí se tato formulace: Minerální druh se od ostatních minerálních druhů liší svým chemickým složením a krystalovou strukturou. Řečeno jinak, ta minerální individua, která mají shodné chemické složení a shodnou krystalovou strukturu, náleží k jednomu minerálnímu druhu. Nutno poznamenat, že pojmy „minerál“ a „minerální druh“ se v psaném textu nebo mluvě zpravidla nerozlišují, píše se nebo hovoří jednoduše o „minerálu“. Tedy informace, že se na lokalitě X vyskytuje 28 minerálů, znamená, že se na lokalitě X vyskytuje 28 minerálních druhů (nerostných druhů).

Protože v říši minerálů je zcela běžným jevem izomorfie (diadochie), mohou se minerální individua náležející k jednomu minerálu (minerálnímu druhu) lišit svým chemickým složením a do jisté míry i krystalovou strukturou! Izomorfie představuje v mineralogickém systému určitou komplikaci, a to například při existenci úplných izomorfních řad. V nejjednodušším případě jde o dvě složky, které se spolu mohou mísit ve zcela libovolných poměrech. Příkladem může být řada olivínu tvořená forsteritovou složkou $Mg_2[SiO_4]$ a fayalitovou složkou $Fe_2[SiO_4]$. Uvedené složky představují koncové (krajní) členy forsterit-fayalitové řady, běžně nazývané „řada olivínu“ nebo jen „olivín“. Při pojmenování členů této řady současná mineralogická nomenklatura vychází z „pravidla dominantní složky“ (označovaného častěji jako „50% pravidlo“ nebo „pravidlo 50“). Členy olivínové řady s převahou forsteritové složky (tedy s $Mg > Fe$, tj. více než 50 % forsteritové složky) se označují jako forsterit, členy olivínové řady s převahou fayalitové složky (tedy $Mg < Fe$, tj. více než 50 % fayalitové složky) se označují jako fayalit. Tedy forsterit a fayalit jsou dva různé minerály. Hranice mezi forsteritem a fayalitem je na 50 % forsteritové složky a 50 % fayalitové složky (obr. 1). Nutno zdůraznit, že jde o molekulární %.



Obr. 1. Úplná izomorfní řada forsterit-fayalit, v níž se neomezeně mísí forsteritová složka s fayalitovou složkou. Čísla pod vodorovnou osou udávají obsah forsteritové složky v molekulárních procentech (suma obou složek je vždy 100 mol. %).

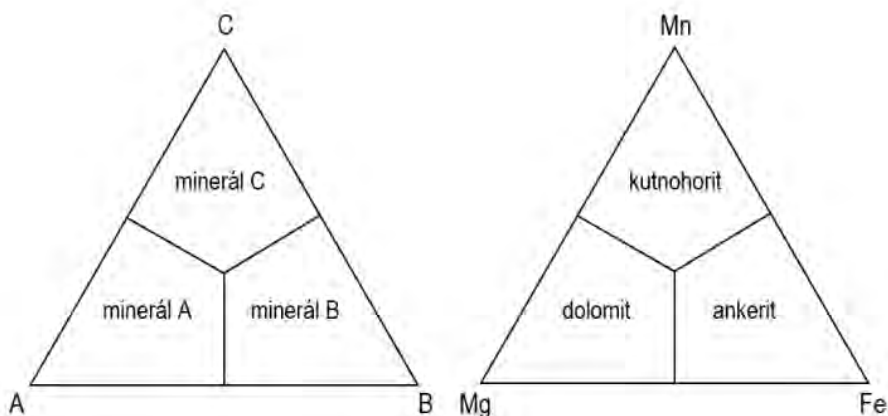
Poznámka

Členy olivínové řady jsou směsí dvou složek. Tuto směs mineralogové označují jednoduše jako olivín. Zcela obecně lze takovou směs dvou nebo více složek označit termínem „pevný roztok“ nebo „směsný krystal“. Lze tedy říci, že „olivín je pevným roztokem forsteritové a fayalitové složky“ nebo nepřesně (avšak zcela běžně) „olivín je pevným roztokem forsteritu a fayalitu“. Protože izomorfní zastupování prvků v minerálech je obvyklým jevem („může-li k němu dojít, tak k němu dojde“), jsou chemicky čisté krajní členy izomorfních řad zcela výjimečné, pokud vůbec existují. Například forsterit vždy obsahuje alespoň nepatrnou příměs železa, tj. forsterit tvořený jedine forsteritovou složkou se v přírodě nevyskytuje.

Olivín patří mezi minerály probírané v učivu základní školy. Je však olivín minerál ve smyslu minerálního druhu? Odpověď je jednoznačná: Ne! Olivín je souborné označení pro dva minerály, a to forsterit a fayalit. Zcela obdobně není minerálním druhem slída, živec, granát, amfibol nebo pyroxen. Ve všech pěti uvedených případech jde o názvy skupin minerálů, z nichž každá zahrnuje značný počet minerálních druhů.

Izomorfní řada se dvěma složkami, které se mohou zcela neomezeně mísit (tzv. úplná izomorfní řada), je tím nejjednodušším příkladem aplikace „pravidla 50“. Toto pravidlo je však využíváno i v případech, kdy se vzájemně mísí tři, čtyři nebo i více složek. Název

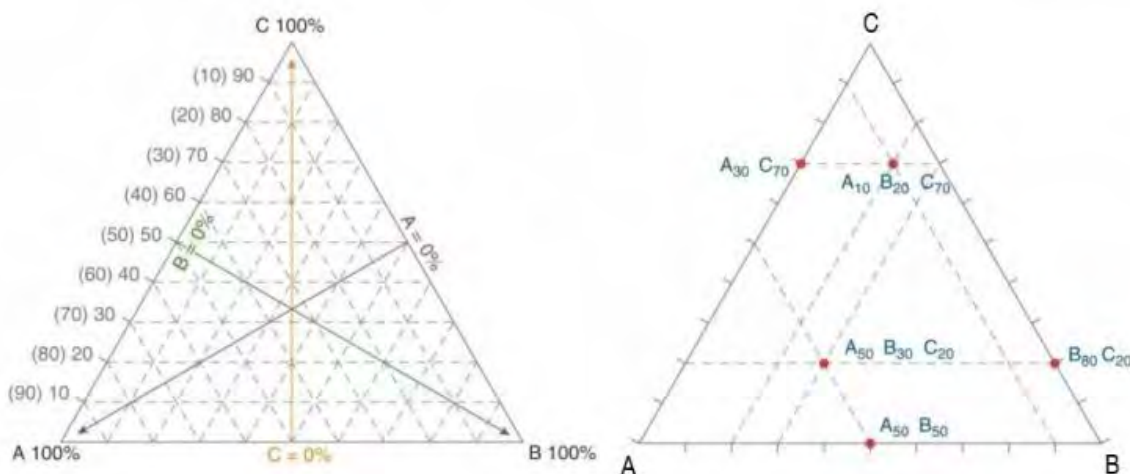
„pravidlo 50“ pak není příliš vhodný, běžně se však užívá, i když v literatuře se lze setkat i s obecně použitelným termínem „pravidlo 100/n“, kde n je počet složek, které se vzájemně mísí. Na obrázku 2 je znázorněn klasifikační trojúhelník (ternární klasifikační diagram) pro izomorfní řadu se třemi koncovými členy, kdy zastupující se ionty mají shodné mocenství – jako příklad je uvedena izomorfní řada dolomit – ankerit – kutnohorit, v níž dochází k zastupování Mg^{2+} , Fe^{2+} a Mn^{2+} ve zcela libovolných poměrech. Složení koncových členů je následující: dolomit $CaMg(CO_3)_2$, ankerit $CaFe(CO_3)_2$, kutnohorit $CaMn(CO_3)_2$.



Obr. 2. „Pravidlo 50“ v izomorfní řadě se třemi koncovými členy (izomorfie je izovalentní) v obecné podobě (vlevo) a aplikované na řadu dolomit – ankerit – kutnohorit (vpravo, ve vrcholech klasifikačního trojúhelníka jsou zastupující se kationty).

Poznámka

Trojúhelníkové diagramy jsou v mineralogii a také v petrografii velmi často užívány. Jsou ideální pro třísložkové systémy, obecně systémy A – B – C. Vždy musí platit, že $A + B + C = 100\%$. V trojúhelníkovém diagramu ABC je ve vrcholu A vždy 100 % složky A, s rostoucí vzdáleností od vrcholu A se množství složky A snižuje až na nulovou hodnotu (na straně BC). Schematicky to znázorňuje levý obrázek, síť vytvořená přerušovanými liniemi vyznačuje obsahy 10 %, 20 %, 30 %, 40 %, 50 %, 60 %, 70 %, 80 % a 90 % pro každou ze tří složek (jde o atomární procenta). Postup vynášení do trojúhelníkového diagramu je zřejmý z pěti příkladů na obrázku vpravo. Tento obrázek současně dokumentuje častý způsob uvádění složení „směsí“ dvou nebo více složek. Například zápis $A_{10}B_{20}C_{70}$ znamená, že „směs“ obsahuje 10 % složky A, 20 % složky B a 70 % složky C, zápis $A_{50}B_{50}$ vyjadřuje 50 % A + 50 % B (a tedy 0 % C). V zápisech uvedených v obrázku jsou údaje o obsahu jednotlivých složek odděleny mezerami, je to ale nestandardní forma, zpravidla je používán zápis bez mezer, tak jako například v tomto textu.



Zdroj obrázků: Klein a Philpotts (2017) – upraveno.

V systémech s vysokým počtem koncových členů není aplikace „pravidla 50 %“ možná (například ve skupině amfibolů nebo slíd).

Z výše uvedeného textu je zřejmé, že chemické složení konkrétního nerostného druhu nemusí být konstantní, hlavně vlivem izomorfního zastupování prvků. Ani krystal konkrétního minerálu nemusí mít v jednotlivých úsecích (zónách) identické složení. V učebnici mineralogie lze někdy najít definici minerálu, která začíná slovy: „Minerál je homogenní anorganická přírodnina, jejíž složení lze vyjádřit chemickým vzorcem...“. Již bylo zmíněno, že některé minerály nejsou homogenní. Lze složení všech minerálů vyjádřit chemickým vzorcem? Odpověď je negativní, neboť: i) mezi minerály je řazen jantar, jenž je fosilní pryskyřici, a ta je směsí několika organických látek (složení takové směsi nelze vyjádřit chemickým vzorcem), ii) významnou součástí mineralogického systému je třída prvků (například síra, zlato, stříbro a dvě strukturně rozdílné formy uhlíku – grafit a diamant), jejichž chemické složení se nevyjadřuje vzorcem, ale chemickou značkou. S chemickými vzorci se čtenáři tohoto textu setkali již na základní škole, a možná se jim vybaví i vzorce některých minerálů – například SiO_2 = křemen, ZnS = sfalerit, CaCO_3 = kalcit, NaCl = halit, FeS_2 = pyrit, $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ = modrá skalice, mineralogy označovaná jako chalkantit.

Každý minerál (a neuvažujme nyní o výjimkách) má definované chemické složení, které lze v případě sloučenin zapsat chemickým vzorcem, který vyjadřuje stechiometrický poměr chemických prvků ve struktuře minerálu. Například ze vzorce křemene SiO_2 je zřejmé, že křemík a kyslík jsou v jeho struktuře přítomny v poměru 1 : 2, tedy na jeden atom křemíku připadají dva atomy kyslíku. Křemen neobsahuje žádné příměsi (řečeno přesně, množství případných příměsí ve struktuře křemene je zcela minimální), a proto lze křemen považovat za čistou látku, jejíž složení vyjadřuje vzorec SiO_2 .

Sfalerit, jehož chemické složení je v učebnicích mineralogie udáváno jako ZnS , čistou látkou zpravidla není, protože kromě zinku a síry obsahuje řadu příměsí, konkrétně prvků zastupujících zinek. Zinek je ve struktuře sfaleritu často nahrazován železem, manganem, kadmiem, indiem, případně i jinými kovy. Vyhodnocením dostatečně velkého souboru údajů o chemickém složení sfaleritu pocházejícího z různých lokalit a také různých typů mineralizace lze zjistit, že převažující příměsí je železo. To je ve sfaleritu obvykle přítomno v obsazích řádově v jednotkách hmotnostních procent. Obsahy ostatních příměsí jsou zpravidla výrazně nižší než obsahy železa. Proto je vzorec ZnS idealizovaným vzorcem sfaleritu, k němuž lze například v učebnici nebo encyklopedii připojit komentář, že sfalerit ve formě příměsí obsahuje hlavně Fe, méně Mn, Cd a In. Na příkladu sfaleritu lze ukázat, že složení minerálu lze vyjádřit třemi typy vzorců:

- idealizovaný vzorec sfaleritu: ZnS
- idealizovaný vzorec sfaleritu s vyjádřením izomorfie: $(\text{Zn,Fe,Mn,Cd,In})\text{S}$
(v tomto vzorci jsou značky zastupujících se prvků uvedeny v závorce, značky v závorce musí být odděleny čárkami, mezera za čárkou se nedělá!)
- krystalochemický (empirický) vzorec sfaleritu: například $(\text{Zn}_{0,86}\text{Fe}_{0,12}\text{Mn}_{0,02})_{1,00}\text{S}_{1,00}$
(tento vzorec je vypočten z výsledků chemické analýzy konkrétního sfaleritu, čísla v dolním indexu udávají počty atomů jednotlivých prvků, vzájemně se zastupující prvky jsou uzavřeny v závorce, za níž musí být uvedena suma zastupujících se prvků – způsob výpočtu vzorce je uveden v souboru „04-všeobecná-mineralogie.pdf“ na stranách 52 až 55.

Výše byla zmíněna izomorfní řada olivínu tvořená forsteritovou složkou $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ a fayalitovou složkou $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Při respektování „pravidla 50“ má takto řada dva minerály: forsterit a fayalit. Složení forsteritu je $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ s příměsí Fe, přičemž $\text{Mg} > \text{Fe}$. Vzorec forsteritu proto můžeme zapsat jako $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Složení fayalitu je $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ s příměsí Mg, přičemž $\text{Fe} > \text{Mg}$. Vzorec fayalitu můžeme zapsat jako $(\text{Fe,Mg})_2[\text{SiO}_4]$. Studenti se často ptají, jaký je rozdíl mezi „forsteritovou složkou“ a „forsteritem“. Z výše uvedeného textu by to

mělo být jasné, ale raději ještě jednou, trochu jinak: Forsteritová složka je koncovým (krajním) členem izomorfní řady. Složení forsteritové složky vyjadřuje vzorec $Mg_2[SiO_4]$, forsteritová složka neobsahuje žádné železo. Minerál s názvem forsterit je členem forsterit-fayalitové řady s převahou forsteritové složky nad fayalitovou.

V případě izomorfních řad je chemické složení koncových členů přesně definováno a vyjádřeno idealizovaným vzorcem. Chemické složení minerálu (minerálního druhu), který je vymezen v izomorfní řadě, vykazuje variabilitu, jejíž rozsah je určen klasifikací používanou pro danou izomorfní řadu.

Poznámka

Mnohý čtenář již klade otázku „A kolik těch minerálů vlastně je?“, „Kolik nerostných druhů je v mineralogickém systému?“. Nabízí se tato odpověď: V současnosti je známo kolem 6000 minerálů (tj. „minerálních druhů“ či „nerostných druhů“), přičemž slovo „kolem“ je v tomto tvrzení uvedeno ze dvou příčin: i) počet minerálních druhů kolísá v závislosti na tom, co pod pojmem „minerální druh“ rozumíme; ii) počet minerálních druhů se neustále zvětšuje o nově popsané minerály, jichž je ročně kolem 40 až 50 (a občas je i některý minerál diskreditován a ze systému vyřazen). Přesný počet minerálů k aktuálnímu datu lze zjistit na <https://www.mindat.org>. K 11. červenci 2025 je v mineralogickém systému 6151 minerálů, které jsou evidovány a schváleny IMA (= International Mineralogical Association).

3. Název minerálu

Každý minerál (= minerální druh) má svůj vlastní jednoslovný mezinárodně platný triviální název. Běžné minerály mají svůj vlastní název i v národních jazycích. V české mineralogické terminologii jde o názvy jako například křemen, mastek, sádrovec, ale i o názvy skupin některých horninotvorných minerálů jako například živce a slídy. Většina názvů minerálů v české mineralogické terminologii vychází z mezinárodně platných triviálních názvů a jsou nejčastěji zakončeny -it (například grafit, kalcit, halit, apatit, dolomit). Ve starších česky psaných mineralogických publikacích lze najít dnes již neužívané ryze české jednoslovné nebo dvouslovné názvy minerálů, které patří do historie naší mineralogie a jejichž uvádění na přednáškách někdy vyvolává úsměv na tvářích posluchačů – například kazivec (=fluorit), těživec (=baryt), sůl kamenná (=halit), leštěnc olověný (=galenit), blejno zinkové (=sfalerit), ocelek (=siderit) nebo krevel (=hematit). Mezinárodně platné názvy minerálů mají různý původ. Většinu názvů lze zařadit do některé z následujících sedmi skupin:

- i) staré názvy minerálů přejaté z jiných jazyků, například sanskrtských a semitských jazyků nebo ze staré řečtiny, přičemž původní význam názvu je v mnoha případech nejasný – například korund, zirkon, malachit a turmalín (často existuje několik, značně rozdílných vysvětlení původu a významu názvu),
- ii) názvy odvozené z fyzikálních vlastností – například albit (z latinského *albus* = bílý), hematit (z řeckého *haima* = krev, protože má červenou barvu), ortoklas (z řeckých slov *ortos* = pravoúhlý a *klasis* = štípatelný, tj. podle úhlu, který svírají roviny štěpnosti), spodumen (z řeckého *spódios* = popelavý, podle zbarvení), grossular (podle latinského názvu angreštu *Ribes grossularia*, grossular má někdy barvu jeho plodů), baryt (z řeckého *barys* = těžký, protože má vysokou specifickou hmotnost),
- iii) názvy založené na morfologii krystalů nebo jejich agregátů – například tetradrit (krystaly mají tvar tetraedru, tj. čtyřstěnu), staurolit (z řeckých slov *stauros* = kříž a *lithos* = kámen, neboť dvojčata staurolitu mohou mít podobu kříže), aktinolit (z řeckých slov *aktis* = paprsek a *lithos* = kámen, protože agregáty mají často paprscitou stavbu),

- iv) názvy inspirované chemickým složením minerálu – například magnezit (obsahuje Mg), fluorit (obsahuje F),
- v) názvy odvozené od způsobu použití minerálu – například grafit (z řeckého *graphein* = psát),
- vi) názvy odvozené od geografických názvů, zpravidla podle místa, odkud byl tento minerál poprvé popsán – například elbait (podle italského ostrova Elba), vesuvian (podle italské sopky Vesuv), kutnohorit (podle Kutné Hory),
- vii) názvy odvozené od jmen významných osob (osobností), nejčastěji mineralogů, petrografů, chemiků a významných přírodovědců z jiných oborů, ale též státníků, spisovatelů, kosmonautů... – například goethit (Johann Wolfgang Goethe) a scheelit (Carl Wilhelm Scheele).

Poznámka

Johann Wolfgang Goethe (1749–1832), od roku 1782 von Goethe – německý spisovatel, přírodovědec a filozof. Jeho nejznámějším dílem je *Faust*, dramatická báseň o úsilí poznat smysl života a pravdu. Je autorem románu v dopisech *Utrpení mladého Werthera* a dramatu *Egmont, Ifigenie v Tauridě* a *Torquato Tasso*. V oblasti přírodních věd se zajímal hlavně o biologii, ale také o fyziku (optika), meteorologii a geologii. Byl vášnivým sběratelem minerálů (Goethova sbírka minerálů měla v době jeho smrti 17 800 položek!).

Carl Wilhelm Scheele (1742–1786) – švédský chemik německého původu, objevitel mnoha chemických látek. Objevil kyslík (v roce 1772), dusík, baryum, chlor a mangan (všechny čtyři v roce 1774), molybden (1778) a wolfram (1781) a také několik chemických sloučenin – kyselinu citronovou, glycerol, kyanovodík, fluorovodík a sirovodík. Zemřel předčasně (nedožitých 44 let), posmrtné symptomy byly podobné otravě rtutí – jedním z jeho (zlo)zvyků bylo ochutnávat objevené chemické látky.

Součástí názvu minerálu může být značka chemického prvku, uvedená za pomlčkou, a to buď uzavřená v okrouhlé závorce, nebo připojená bez závorky. Jako příklad lze uvést tyto názvy minerálů: monazit-(Ce), stilbit-Ca, klinoptilolit-K. Připojení značky chemického prvku za kmenový název řady se používá k odlišení jednotlivých členů této řady. Lze to snadno vysvětlit na dvou příkladech:

Prvním příkladem je izomorfní řada monazitu. Minerály této řady jsou běžně označovány jen jako „monazit“. Je to však nepřesné, neboť členy monazitové řady jsou čtyři minerály: monazit-(Ce), monazit-(La), monazit-(Nd) a monazit-(Sm). Složení minerálů řady monazitu je následující:

monazit-(Ce)	Ce[PO ₄]
monazit-(La)	La[PO ₄]
monazit-(Nd)	Nd[PO ₄]
monazit-(Sm)	Sm[PO ₄]

Uvedené chemické vzorce vyjadřují složení koncových členů, míšivost mezi nimi je v libovolných poměrech. Ten nejhojnější prvek za čtveřice Ce, La, Nd, Sm určuje přesný název minerálu. Zpravidla převažuje cer, tedy monazit-(Ce) je nejběžnějším minerálem monazitové řady. Jakým způsobem číst názvy těchto minerálů? Jsou dvě možnosti: buď tak, jak se to píše (tedy například „monazit ce“, „monazit la“...), nebo jako „cerový monazit“ apod.

Poznámka

Chemické prvky se značkami Ce, La, Nd a Sm možná někteří uživatelé této publikace neznají, a pokud ano, tak i pro ně může být tato poznámka důležitá. Týká se relativně početné skupiny chemických prvků, pro kterou je v geologických vědách (včetně mineralogie) používán název „prvky skupiny vzácných zemin“ nebo jen krátce „vzácné zeminy“. Do skupiny vzácných zemin patří prvky s atomovými čísly 57 až 71, tedy lanthan, cer, praseodym, neodym, promethium, samarium, europium, gadolinium, terbium, dysprosium, holmium, erbium, thulium, ytterbium a lutecium, a také yttrium (atomové číslo 39), někteří geochemici do skupiny vzácných zemin řadí i skandium (atomové číslo 21) – viz připojený výsek Mendělejevovy tabulky (Hoatson et al. 2011). Prvky vzácných zemin následující v Mendělejevově tabulce za lanthanem se dříve označovaly jako lanthanoidy (at. čísla 58 až 71), v současnosti jsou v chemii za lanthanoidy považovány prvky La až Lu (at. čísla 57 až 71) a chemici dokonce pro ně užívají značku Ln.

Na	Mg	Rare-Earth Elements										Al	Si	P	S	Cl	Ar
19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr
37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe
55 Cs	56 Ba	57-71	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn
87 Fr	88 Ra	89-103	104 Rf	105 Db	106 Sg	107 Bh	108 Hs	109 Mt	110 Ds	111 Rg	112 Cn	113 Uut	114 Uuq	115 Uup	116 Uuh	117 Uus	118 Uuo

57 La	58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb	71 Lu	Rare-Earth Elements		
89 Ac	90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No	103 Lr			

V mineralogii, petrografii a geochemii se v chemických vzorcích minerálů i v psaném textu běžně používá značka REE (z anglického označení vzácných zemin „rare earth elements“). Pokud je zkratka REE ve vzorci minerálu, pak vyjadřuje přítomnost lanthanoidů (tedy prvků s atomovými čísly 57 až 71), pokud je zkratka REE použita v textu, pak jde o lanthanoidy + yttrium (někdy se používá zkratka REY). Prvky skupiny REE mají podobné geochemické vlastnosti, a proto se často vyskytují společně, a to nejen v horninách, ale i ve strukturách minerálů.

Ve výše uvedených minerálech monazitové řady jsou REE podstatnou složkou. Pokud není v konkrétním případě známo, který prvek ze skupiny REE v minerálu monazitové řady převažuje, pak jej můžeme označit jako monazit, i když víme, že to není v souladu s mineralogickou nomenklaturou. V petrografii se s touto terminologickou nepřesností setkáváme zcela běžně.

Druhým příkladem jsou minerály náležející do skupiny zeolitů. Tato skupina patří mezi silikáty, do oddělení tektosilikátů. Charakteristickým znakem zeolitů je krystalová struktura s relativně velkými kanálky a dutinkami. V nich je přítomna nepevně vázaná voda (tzv. zeolitová voda, kterou lze ze zeolitu snadno odstranit například zahřátím, dehydratovaný zeolit opět snadno hydratuje), a jsou v nich nepříliš pevně vázány kationty alkalických kovů (hlavně Na^+ a K^+) a alkalických zemin (hlavně Ca^{2+} , Sr^{2+} a Ba^{2+}). Ve skupině zeolitů je značný počet nerostných řad, například řada stilbitu nebo řada klinoptilolitu.

V současné klasifikaci zeolitů je složení zeolitů stilbitové řady vyjadřováno vzorcem $(\text{Ca}_{0,5}, \text{Na}, \text{K})_9[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$. V této řadě existují dva minerály: stilbit-Ca a stilbit-Na.

Z uvedeného příkladu je zřejmé, že v názvech zeolitů nejsou značky chemických prvků uzavírány v závorce. I v případě zeolitů se mineralogové a petrografové běžně dopouštějí terminologické nepřesnosti, když například názvem stilbit označují všechny členy stilbitové řady.

V mineralogické nebo petrografické literatuře jsou často minerály označovány zkratkami – viz soubor „05-systematická-mineralogie.pdf“, strana 655 až 657.

4. Odrůdy minerálu

V rámci jednoho minerálu může být vyčleňováno několik odrůd (variet), zpravidla na základě barvy, morfologie krystalů nebo povahy agregátů, kritériem však může být i chemické složení nebo místo (oblast) výskytu. V češtině jsou názvy odrůd obvykle jednoslovné, mohou být i dvojslovné.

Na základě barvy jsou rozlišovány například odrůdy křemene, korundu a berylu. Odrůdy křemene: křišťál (bezbarvý), růženín (růžový), ametyst (fialový), citrín (žlutý), záhněda (kouřově hnědá) a další. Odrůdy korundu: rubín (červený), safír (například modrý, ale i jinak zbarvený, jenom ne červený). Odrůdy berylu: smaragd (ostře zelený nebo modrozelený), akvamarín (modrozelený) a další. Dalšími příklady odrůd založených na barvě jsou hesonit (červeně zbarvený grossular) a amazonit (zeleně zbarvený mikroklin).

Příkladem odrůd vyčleněných na základě morfologie krystalů nebo povahy agregátů jsou žezlový křemen (obr. 5), smolinec (kolomorfní agregáty uraninitu), hrachovec (pisolitické, tj. „kuličkovité“ agregáty aragonitu), železný květ (keříčkovité agregáty aragonitu), železná růže (tenké tabulkovité krystaly hematitu uspořádané do růžicovitých agregátů) a alabastr (kompaktní jemnozrnný agregát sádrovce, zpravidla bílé barvy).



Obr. 5. Žezlový křemen; šířka snímku cca 20 mm. Důl San Pedro, New Placers District, Santa Fe County, New Mexico, USA. Foto: John R. Montgomery.

Poznámka: Základem žezlového křemene je štíhlý prizmatický krystal křemene (šestiboký sloupec), na nějž orientovaně narůstá širší krystal křemene. Někomu tato morfologická varieta křemene připomíná žezlo, jinému spíše holubník. Označení „holubníkový křemen“ se v české terminologii občas objevuje, ve slovenské je termín „holubníkový kremeň“ zcela dominantní.

Příklady odrůd, které jsou vymezovány na základě chemického složení (kritériem je obsah určité příměsi): titanaugit (augit s příměsí Ti), chromdiopsid (diopsid s příměsí Cr), kongsbergit (stříbro s vysokým obsahem Hg).

Příklady odrůd nazvaných podle místa výskytu: pouštní růže (shluky velkých krystalů sádrovce vznikajících krystalizací z kapilárních vod v píscích pouštních oblastí – obr. 6), sibiřský smaragd (smaragdově zelený chromdiopsid ze Sibíře).



Obr. 6. Sádrovec – pouštní růže; šířka snímku cca 30 mm. Rissani, Er-Rissani Cercle, Errachidian Province, Drâa-Tafilalet Region, Maroko. Foto: Peter Neschen.

5. Rozdělení mineralogie

Mineralogie se v současnosti zpravidla dělí na mineralogii všeobecnou, genetickou, systematickou, topografickou, experimentální a aplikovanou.

Všeobecná mineralogie se zabývá vnějším tvarem (morfologií) a vnitřní stavbou (strukturou) minerálů a jejich fyzikálními vlastnostmi – nejvýznamnější součástí všeobecné mineralogie je krystalografie (nauka o krystalech).

Genetická mineralogie sleduje procesy a podmínky vzniku (geneze) minerálů, zabývá se studiem vztahů mezi minerály v jejich přirozených společenstvech (asociacích) a též studuje procesy přeměny minerálů. Genetická mineralogie je někdy považována za součást všeobecné mineralogie.

Systematická mineralogie detailně popisuje jednotlivé minerály a řadí je do mineralogického systému.

Topografická mineralogie se zabývá rozšířením minerálů na jednotlivých nalezištích.

Experimentální mineralogie modeluje přírodní procesy vzniku minerálů v různých látkových prostředích za různých termodynamických podmínek.

Aplikovaná mineralogie (někdy označovaná jako technická mineralogie) se zaměřuje na průmyslové využití nerostných surovin, jejich úpravu i vyhledávání.

Všeobecná mineralogie

Všeobecná mineralogie se hlavně zabývá vnějším tvarem (morfologií), vnitřní stavbou (strukturou) a fyzikálními vlastnostmi minerálů. Až na několik výjimek minerály patří mezi krystalické látky. Proto je nejvýznamnější součástí všeobecné mineralogie nauka o krystalech, tj. krystalografie.

V obecné rovině je za minerál pokládán prvek nebo chemická sloučenina, která je krystalická a která vznikla jako produkt geologických procesů. Jako krystalická látka se označuje libovolná pevná látka s vnitřní stavbou charakteristickou pro krystal, přičemž je lhostejno, zda jednotlivé objekty této látky jsou nebo nejsou omezeny svými krystalovými plochami. Krystalická látka tedy může být tvořena individuálně víceméně dokonale omezenými krystalovými plochami (tj. víceméně dokonale vyvinutými krystaly, alespoň pokud jde o jejich morfologii) nebo zrny, která jsou omezena vlastními krystalovými plochami jen zčásti nebo vůbec.

1. Definice krystalu

Jako krystal je velmi často označována pevná látka (tj. látka v pevném skupenství), která je omezena přirozenými rovinnými plochami, tzv. krystalovými plochami. Jedna ze starších definic praví, že **krystal je geometrický mnohostěn se stěnami rovnými, hladkými a víceméně lesklými**. Tato definice odpovídá tomu, co si pod pojmem krystal představuje většina lidí (obr. 7). Tato definice je srozumitelná, snadno zapamatovatelná, bohužel však již více než sto let zcela neakceptovatelná, neboť ignoruje pravidelnou vnitřní stavbu (strukturu) krystalu, a ta je pro krystalické látky zcela zásadní.



Obr. 7. Tyto krystaly jsou skutečně geometrické mnohostěny se stěnami rovnými, hladkými a víceméně lesklými: vlevo spessartin (foto: Fabre Minerals), uprostřed bixbit (foto: Kewin Ward), vpravo fluorit (foto: Fabre Minerals). Jejich morfologie je dána krystalovou strukturou a také podmínkami, za nichž krystalizace probíhala.

Vnější tvar krystalu je odrazem pravidelného uspořádání jeho základních stavebních částic (atomů, molekul), které nemají možnost translačního ani rotačního pohybu a jejichž atomové oscilace se uskutečňují kolem rovnovážných poloh. Pravidelné uspořádání stavebních částic v krystalové struktuře se projevuje anizotropií, čímž rozumíme závislost některých fyzikálních vlastností (například tvrdosti, některých optických vlastností, tepelné a elektrické vodivosti) na směru, v němž je zjišťujeme. Například při určování tvrdosti rýpáním do krystalové plochy lze zjistit, že v různých směrech je tvrdost rozdílná. S ohledem na strukturu krystalu a na výše zmíněnou anizotropii lze formulovat následující definici krystalu, která je považována za klasickou: **Krystal je homogenní (stejnorodé) anizotropní diskontinuum se zákonitou, jednotnou a periodicky se opakující vnitřní stavbou**. Termínem diskontinuum

rozumíme souhrn hmotných částic (atomů, iontů, molekul), které jen diskontinuitně (tj. nespojitě, tedy „s mezerami“) vyplňují prostor zaujímaný krystalem.

Až na několik výjimek minerály patří mezi krystalické látky. S minerály ve formě relativně velkých krystalů, které by byly víceméně dokonale omezeny krystalovými plochami, se v přírodě setkáváme spíše výjimečně. Některé minerály se v určitých typech hornin běžně vyskytují v podobě téměř dokonale vyvinutých krystalů, avšak jejich rozměry jsou obvykle mikroskopické (například sloupečkovité krystaly apatitu v granitu).

Poznámka

Mezi minerály se však vyskytují i pevné látky, které krystalické nejsou. Tyto minerály lze rozdělit do dvou skupin: i) amorfní minerály, ii) metamiktní minerály. Amorfní (beztvaré) minerály nemají strukturu charakteristickou pro krystalické látky a nikdy ji neměly. Typickým amorfním minerálem je opál. Metamiktní minerály původně krystalické byly. Ztrátu krystalinity neboli přechod od vysoce uspořádaného krystalického stavu do metamiktního stavu způsobují nárazy α -částic, vznikajících při přeměně radioaktivních prvků (U a Th), přítomných ve struktuře minerálu (viz též poznámka v rámečku na straně 128). K metamiktní přeměně dochází například u uraninitu, někdy u zirkonu a allanitu.

Speciální případ představují přírodní látky, které jsou za běžných podmínek kapalné. Jediným kapalným minerálem je rtuť, jejíž bod tání je $-38,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, a proto se na Zemi v krystalické podobě nevyskytuje. Voda (v kapalně formě) není pokládána za minerál. Její pevnou formu (led) někteří mineralogové za minerál považují, jiní však ne.

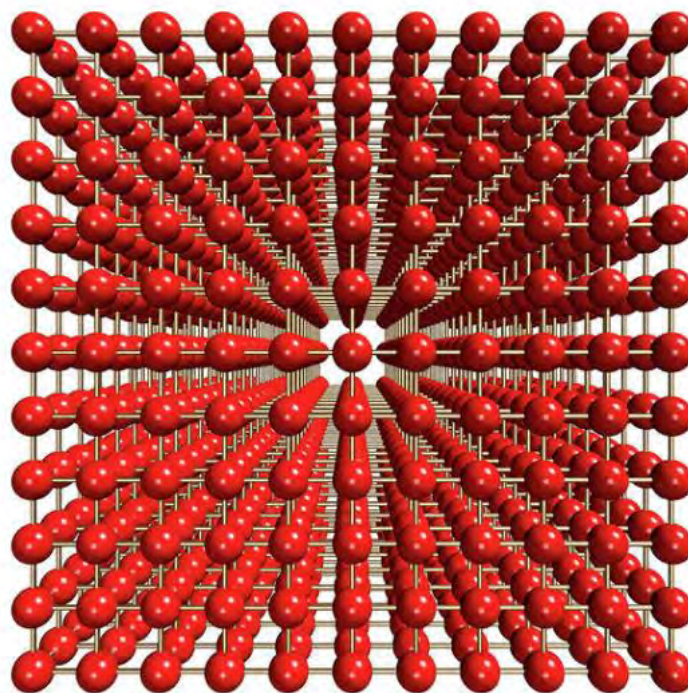
2. Rozdělení krystalografie

Krystalografie se dělí na strukturní, chemickou, morfologickou a fyzikální krystalografii. **Strukturní krystalografie** se zabývá strukturou krystalických látek. **Chemická krystalografie** studuje vztahy mezi strukturou krystalů a jejich chemickými vlastnostmi, zabývá se charakterem chemických vazeb v krystalických látkách apod. Ostrá hranice mezi strukturní a chemickou krystalografií neexistuje, a proto jsou obě disciplíny v této publikaci sloučeny do jedné kapitoly s názvem strukturní a chemická krystalografie. **Morfologická krystalografie** se zabývá studiem vnějšího tvaru krystalů. **Fyzikální krystalografie** se zabývá fyzikálními vlastnostmi krystalických látek a studuje vztahy mezi fyzikálními vlastnostmi a krystalovou strukturou.

3. Strukturní a chemická krystalografie

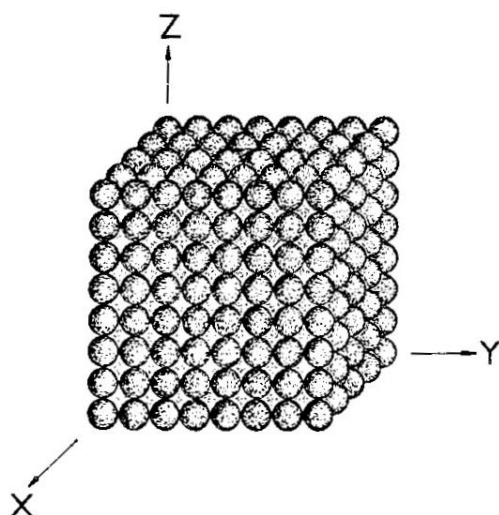
3.1. Struktura krystalu a prostorová mřížka

Na obrázcích 8 a 9 je znázorněna krystalová struktura α -polonia, jehož jednotlivé atomy jsou zobrazeny jako kuličky. Tato modifikace polonia je jediným známým příkladem jednoduché kubické krystalové struktury, která vzniká pravidelným opakováním jediného atomu ve třech na sebe kolmých směrech. Libovolně zvolený atom polonia se v této krystalové struktuře pravidelně opakuje ve třech směrech X, Y a Z, přičemž dva sousední atomy jsou od sebe vzdáleny vždy o konstantní vzdálenost. V této struktuře atom polonia představuje **základní motiv**, jehož pravidelným opakováním se vytváří trojrozměrná **krystalová struktura**.



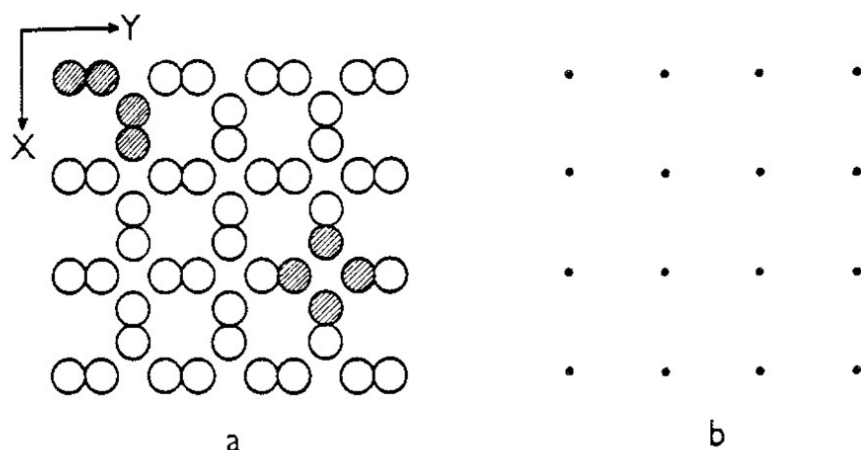
Obr. 8. Pohled do krystalové struktury α -polonia. Zdroj:

https://www.google.cz/search?sca_esv=8d08fdb92d3dc4d4&sca_upv=1&q=polonium+crystal+structure&udm=2&fbs=AEQNm0Dg3jL7_nUV4_inb0jRKZuKZx2IIA0zQj2nIoYPgN35RKa7LgPYdXmO-7w1OLTfaHuOk-551kcFzigmFTmy1xkRZ6rI3hXo48QpiLgKi0CVRRHJ3vO_DdGqbepfhf0zcDN9lIr9le9CngRtWvggi7gIkC4OA7wuduXM2jiqgpSbW7AhaqBs&sa=X&ved=2ahUKEwjXj8H9wtuIAxVm0gIHHbRfDCAQtKgLegQIDhAB&biw=1411&bih=1009&dpr=1#imgre=nP7vzuba7ht78M&imgdii=pg655iF7V_ZoZM



Obr. 9. Krystalová struktura α -polonia. Jednotlivé atomy polonia jsou zde znázorněny vzájemně se dotýkajícími kuličkami. Geometrie struktury je stejná jako na obrázku 8.

Výběr základního motivu není vždy tak jednoduchý a jednoznačný jako u krystalové struktury α -polonia, kde jej tvoří pouze jediný atom. Na obrázku 10a je znázorněna složitější struktura (pro přehlednost pouze dvojrozměrně – jde o řez v rovině XY). Základní motiv této fiktivní struktury musí obsahovat již čtyři atomy. Lze jej zvolit několika způsoby. Dva z nich jsou znázorněny na obrázku 10a – pravidelným opakováním prvního nebo druhého základního motivu ve směru os X a Y lze postupně vytvořit zobrazení struktury v řezu XY.

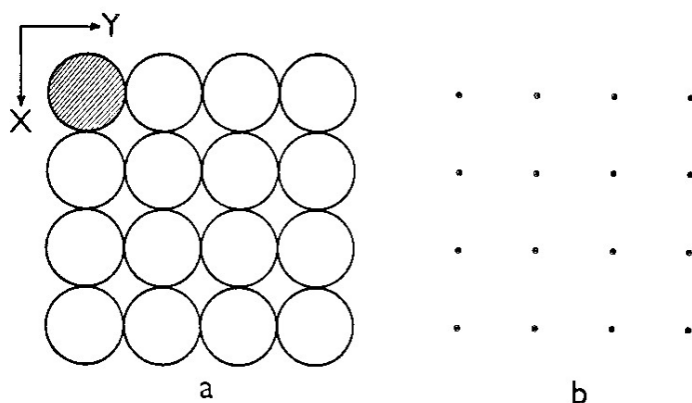


Obr. 10. Řez XY fiktivní krystalovou strukturou a dvojí výběr základního motivu (a) a rozmístění mřížkových bodů odpovídající této krystalové struktuře (b).

Obecně lze v libovolné krystalové struktuře vymezit základní motiv, což je seskupení nejmenšího počtu stavebních jednotek (atomů, iontů), jehož periodickým opakováním ve třech směrech lze vytvořit krystalovou strukturu. Pokud chceme vyjádřit geometrii krystalové struktury jako celku, nahradíme základní motiv jediným bodem. Tento bod se bude v prostoru periodicky opakovat, a vytvoří tak množinu bodů, která se označuje jako **prostorová mřížka** nebo zjednodušeně jen jako **mřížka**. Je zřejmé, že takto odvozená mřížka zachovává původní geometrické vztahy v krystalové struktuře. Každý bod mřížky, zvaný též **mřížkový bod** nebo **uzel**, má stejné a stejně orientované okolí, a vůbec nezáleží na tom, jaká je pozice mřížkového bodu vůči základnímu motivu (je však nezbytné, aby tato pozice byla u všech mřížkových bodů stejná).

Poznámka

Mřížka je imaginárním souborem mřížkových bodů (uzlů), v němž je okolí každého mřížkového bodu stejné jako okolí jiného libovolného mřížkového bodu v tomto souboru. Žádný mřížkový bod nelze jednoznačně označit za počátek mřížky. Pokud chceme některý z mřížkových bodů považovat za počátek mřížky, pak si můžeme zvolit libovolný (počátkem mřížky může být každý z mřížkových bodů).

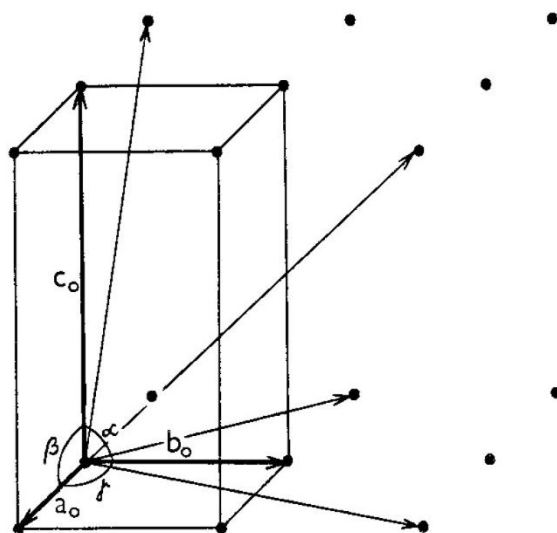


Obr. 11. Řez strukturou α -polonia v rovině XY, procházející středy atomů (a) a odpovídající rozmístění mřížkových bodů (b). Mřížkové body jsou umístěny ve středech atomů polonia.

Vraťme se zpět ke krystalové struktuře α -polonia znázorněné na obrázku 9. Na obrázku 11a je řez touto strukturou v rovině XY. Rozmístění jednotlivých atomů polonia v tomto řezu lze vyjádřit seskupením mřížkových bodů, kdy každý mřížkový bod reprezentuje jeden atom polonia a je umístěn ve středu tohoto atomu (obrázek 11b). Geometrii o něco komplikovanější krystalové struktury na obrázku 10a lze vyjádřit rozmístěním mřížkových bodů na obrázku 10b. Porovnáním obrázků 10b a 11b, které vyjadřují geometrii dvou zcela odlišných krystalových struktur, zjišťujeme, že v daném řezu jsou obě mřížky velmi podobné, liší se pouze vzdáleností mezi sousedními uzly. Pokud tato geometrická podobnost dvou odlišných krystalových struktur bude platit i v trojrozměrném prostoru (tedy v 3D), pak tyto struktury budou mít mřížku stejného typu. Z toho plyne obecně platný závěr: Každá krystalová struktura má pouze jednu vlastní mřížku, ale dvě navzájem odlišné krystalové struktury mohou mít mřížku stejného typu. Je nutno zdůraznit, že krystalová struktura představuje určitou fyzikální realitu (tedy existuje), zatímco mřížka je pouze pomůckou, která slouží k popisu krystalové struktury. Ne ve skutečnosti, ale pouze v abstrakci lze krystalovou strukturu rozložit na mřížku a základní motiv (nebo obráceně: z mřížky a základního motivu lze pomyslně vytvořit krystalovou strukturu).

3.2. Základní buňka

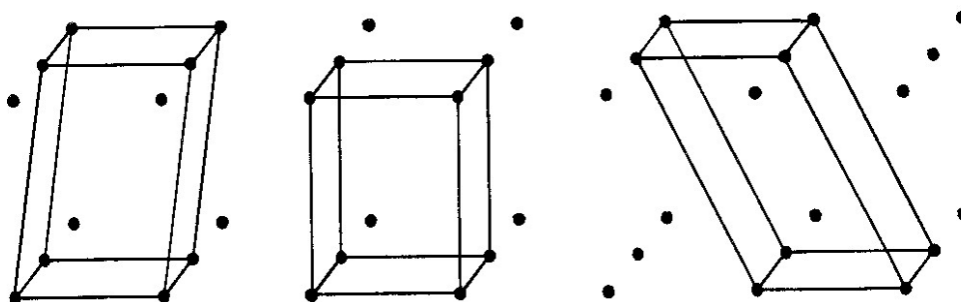
V každé mřížce se uzly pravidelně opakují, a proto lze celou mřížku odvodit z libovolného uzlu, který si zvolíme za počátek mřížky. Mřížku získáme postupným posunováním (translací) tohoto uzlu ve třech nekomplanárních směrech (tj. ve třech směrech neležících v jedné rovině) pomocí trojice translačních vektorů. Na obrázku 12 je znázorněna mřížka, z jejíhož libovolného uzlu můžeme vést řadu translačních vektorů – na obrázku je vyznačeno sedm translačních vektorů, avšak pro jednoznačný popis dané mřížky stačí vybrat pouze tři vektory neležící v jedné rovině. Tato trojice vektorů určuje rovnoběžnostěn, jenž se nazývá **základní buňka**. Délky hran základní buňky označujeme jako a_0 , b_0 a c_0 a jimi sevřené úhly jako α , β a γ (přičemž úhel α leží mezi hranami b_0 a c_0 , úhel β mezi a_0 a c_0 , úhel γ mezi a_0 a b_0 – obr. 12. Hodnoty a_0 , b_0 , c_0 , α , β a γ se označují jako **mřížkové parametry** (případně jako parametry základní buňky).



Obr. 12. Několik vybraných translačních vektorů v mřížce a její základní buňka.

Obrázek 13 naznačuje, že zobrazenou mřížku by snad bylo možno popsat pomocí různě zvolených základních buněk. Není tomu tak, neboť při výběru základní buňky vhodné pro konkrétní mřížku (a tedy krystalovou strukturu) je nutno respektovat tato pravidla:

1. Základní buňka musí mít stejnou souměrnost jako celá krystalová struktura, resp. stejnou souměrnost jako je nejvyšší možná souměrnost v té krystalové soustavě, do níž daná krystalová struktura náleží (tedy musí mít stejnou souměrnost jako krystaly holodrického oddělení dané soustavy – viz podkapitola 4.4).
 2. Počet stejných hran a také stejných úhlů mezi hranami základní buňky musí být maximální.
 3. Počet pravých úhlů v základní buňce musí být maximální.
 4. Při splnění předcházejících požadavků musí být objem základní buňky co nejmenší.
- Ze tří základních buněk znázorněných na obrázku 13 proto zvolíme tu prostřední.

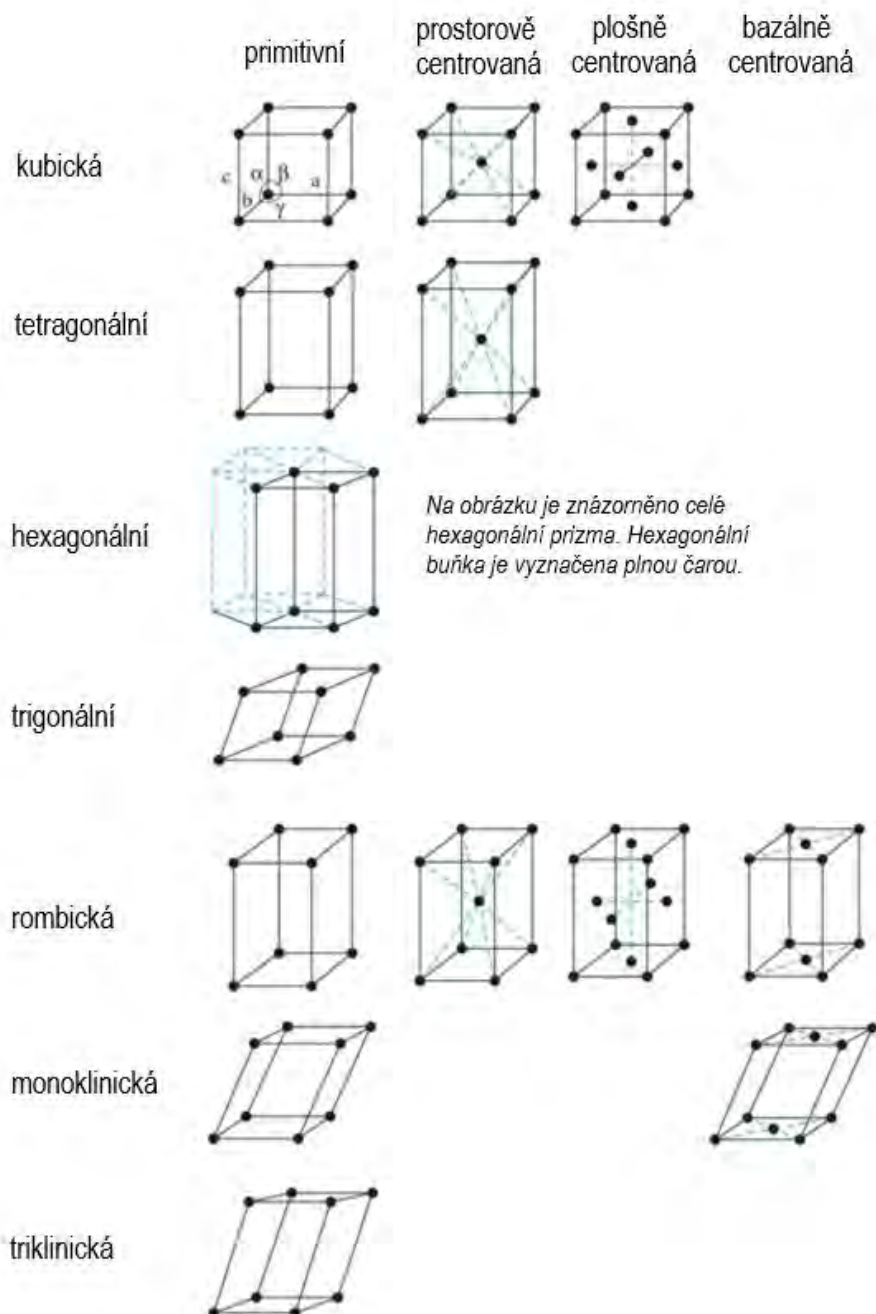


Obr. 13. Volba základní buňky v mřížce.

Základní buňky můžeme rozdělit podle toho, kolik uzlů připadá na jejich objem. **Primitivní buňka** obsahuje uzly pouze ve svých osmi vrcholech, přičemž každý z těchto uzlů jí patří jednou osminou, neboť každý z uzlů je společný pro 8 sousedních buněk. Na objem primitivní buňky tedy připadá pouze jeden uzel. **Prostorově (tělesově) centrovaná buňka** obsahuje kromě osmi uzlů ve vrcholech ještě jeden uzel v průsečíku tělesových úhlopříček – na objem tělesně centrované buňky tedy připadají 2 uzly. **Plošně centrovaná buňka** je tvořena osmi uzly ve vrcholech a šesti uzly ve středech všech šesti stěn – na objem plošně centrované buňky tedy připadají 4 uzly. **Bazálně (bočně) centrovaná buňka** je kromě osmi uzlů ve vrcholech tvořena další dvojicí uzlů, které leží ve středu dvou protilehlých stěn, přičemž každý z uzlů této dvojice náleží současně dvěma buňkám – na objem bočně centrované buňky tedy připadají 2 uzly. Jak již bylo uvedeno, je znám obrovský počet odlišných krystalových struktur, z nichž každá má svou vlastní mřížku, v níž lze za použití výše uvedených pravidel zvolit vhodnou základní buňku. Existuje však pouze 14 typů strukturních mřížek, jimž odpovídá 14 základních buněk, označovaných jako **Bravaisovy buňky**, případně jako **Bravaisovy mřížky**. Na obrázku 14 je znázorněno všech čtrnáct Bravaisových buněk, které jsou na základě souměrnosti rozděleny do sedmi krystalových soustav. Z obrázku je zřejmé, že sedm krystalových soustav odpovídá sedmi primitivním Bravaisovým buňkám (a naopak).

Poznámka

Při označování Bravaisových buněk jsou používána písmena P, R, I, F a C. Primitivní buňky jsou označeny písmenem R (trigonální neboli romboedrická buňka) nebo P (primitivní buňky všech soustav kromě trigonální), prostorově centrované buňky jsou označeny písmenem I, plošně centrované písmenem F a bazálně centrované písmenem C.



Obr. 14. Čtrnáct Bravaisových buněk.

Poznámka

Struktura krystalu je tvořena atomy, ionty nebo molekulami. Krystalovou strukturu si můžeme představit jako nekonečnou trojrozměrnou mřížku, která je sestavena ze stejných, navzájem se dotýkajících rovnoběžnostěnů (Bravaisových buněk). Uzly této mřížky jsou body, kolem nichž stavební částice struktury (tj. atomy, ionty nebo jejich skupiny) vykonávají kmitavý pohyb.

Výše již bylo uvedeno, že každá Bravaisova buňka je popsána šesti základními mřížkovými parametry, a to délkami hran základní buňky a_0 , b_0 a c_0 (jde o základní periody mřížky) a úhly α , β a γ (jde o úhly svírané hranami základní buňky). Symetrie prostorových mřížek

a následně Bravaisových buněk má vliv na hodnoty některých mřížkových parametrů a na vztahy mezi nimi. U jednotlivých krystalových soustav je situace následující:

triklinická (trojklonná) soustava: $a_0 \neq b_0 \neq c_0 \neq a_0$, $\alpha \neq 90^\circ$, $\beta \neq 90^\circ$, $\gamma \neq 90^\circ$,

monoklinická (jednoklonná) soustava: $a_0 \neq b_0 \neq c_0 \neq a_0$, $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta \neq 90^\circ$,

rombická (kosočtverečná) soustava: $a_0 \neq b_0 \neq c_0 \neq a_0$, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$,

tetragonální (čtverečná) soustava: $a_0 = b_0 \neq c_0$, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$,

trigonální (klencová) soustava: $a_0 = b_0 \neq c_0$, $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$,

hexagonální (šesterečná) soustava: $a_0 = b_0 \neq c_0$, $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$,

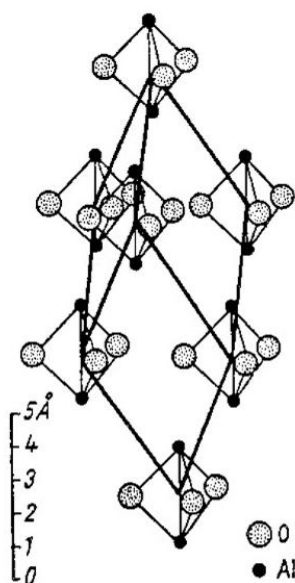
kubická (krychlová) soustava: $a_0 = b_0 = c_0$, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

K vyjádření geometrie triklinické buňky je tedy nutno uvést hodnoty všech mřížkových parametrů. Například chalkantit (modrá skalice) má $a_0 = 6,12$, $b_0 = 10,69$, $c_0 = 5,96$ (tyto hodnoty jsou uvedeny v Å, přičemž $1\text{Å} = 1 \times 10^{-10}\text{ m}$), $\alpha = 97^\circ 35'$, $\beta = 107^\circ 10'$ a $\gamma = 77^\circ 33'$. U látek krystalujících v rombické soustavě stačí uvést hodnoty a_0 , b_0 a c_0 , neboť hodnoty úhlů α , β a γ jsou dány rombickou soustavou (v rombické soustavě tyto úhly musí být pravé). Například rombická modifikace síry (označovaná jako α -S, tedy síra-alfa) má $a_0 = 10,44$, $b_0 = 12,84$ a $c_0 = 24,37$. V případě látek krystalujících v kubické soustavě se uvádí pouze hodnota a_0 . Například u diamantu $a_0 = 3,57$.

Poznámka

Délky hran základní buňky se dosud často uvádějí (a tak je tomu i v této publikaci) v ångströmech (Å). V soustavě SI není používání této jednotky povoleno a délky hran základní buňky by měly být udávány v nanometrech, přičemž $1\text{ nm} = 1 \times 10^{-9}\text{ m}$ ($1\text{ nm} = 10\text{ Å}$).

Mřížkové parametry se někdy nesprávně označují jako mřížkové konstanty. Tento termín je však nevhodný, neboť velikost mřížkových parametrů závisí na teplotě, tlaku, ale též na chemickém složení daného minerálu (na povaze a množství izomorfních příměsí).

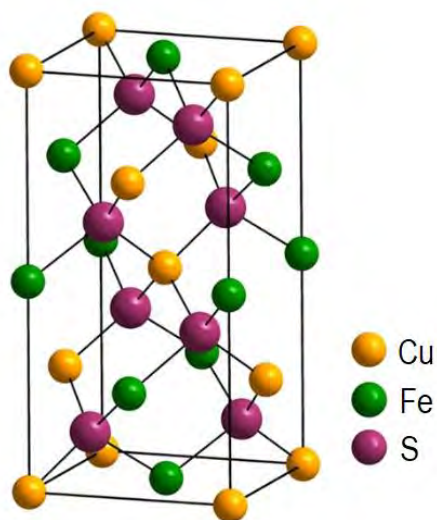


Obr. 15. Krystalová struktura korundu.

Na obrázku 15 je schematicky znázorněna krystalová struktura korundu. Složení korundu vyjadřuje vzorec Al_2O_3 , korund krystaluje v trigonální soustavě. Základní motiv krystalové

struktury korundu je tvořen molekulou Al_2O_3 . Rozložení těchto molekul v krystalové struktuře určuje geometrii základní buňky, která je na obrázku pro přehlednost znázorněna jen neúplně (je zobrazeno pouze 7 uzlů – tomu odpovídá 9 vyznačených hran buňky z celkového počtu 12). Uzel základní buňky je umístěn vždy v centru znázorněných základních motivů.

Na obrázku 16 je schematicky znázorněna základní buňka chalkopyritu (CuFeS_2). Na objem základní buňky tohoto minerálu připadají 4 atomy Cu, 4 atomy Fe a 8 atomů S, což znamená, že na objem základní buňky připadají 4 vzorcové jednotky ($4 \times \text{CuFeS}_2$). Počet vzorcových jednotek v základní buňce se zpravidla označuje písmenem Z (v případě chalkopyritu $Z = 4$).



Obr. 16. Základní buňka chalkopyritu (podle Hongyao Xie et al. 2021, upraveno). Jde o tetragonální buňku s rozměry $a_0 = 5,24 \text{ \AA}$, $c_0 = 10,32 \text{ \AA}$.

3.3. Atomy, atomové ionty a jejich mocenství

Minerály jsou složeny z chemických prvků. Atomy jednoho a téhož chemického prvku mají v jádru shodný počet protonů, mohou se však lišit počtem neutronů.

Poznámka

Protony a neutrony se společně označují jako nukleony. Součet počtu protonů a neutronů v jádru udává nukleonové číslo. Počet protonů v jádru udává protonové číslo, často označované jako atomové číslo. Všechna jádra, která mají shodné protonové (atomové) číslo, náleží k jednomu a témuž prvku. Atomy jednoho a téhož prvku (tj. se shodným atomovým číslem), avšak s rozdílným počtem neutronů (tj. s rozdílným nukleonovým číslem) se označují jako izotopy. Každý prvek v přírodě je směsí izotopů. Například kyslík má v přírodě tři izotopy. Všechny izotopy kyslíku mají v jádru 8 protonů, liší se počtem neutronů, jichž může být 8, 9 nebo 10. V případě 8 neutronů v jádru kyslíku je celkový počet nukleonů 16, jde o izotop označovaný jako ^{16}O (nukleonové číslo je vždy uváděno arabskou číslicí v horním indexu před chemickou značkou prvku). Zbývající dva izotopy kyslíku jsou ^{17}O a ^{18}O .

Okolo atomového jádra je relativně velká oblast (velká vzhledem k rozměrům jádra), v níž se pohybují elektrony. Je-li atom elektroneutrální, pak je počet elektronů totožný s počtem protonů v jeho jádru (proton je nositelem kladného náboje, elektron záporného). Elektrony jsou uspořádány do vrstev kolem jádra. Počet vrstev závisí na počtu elektronů. Vrstvy jsou označovány písmeny K, L, M, N, O, P, Q, přičemž takto na sebe navazují ve směru od jádra k okraji elektronového obalu (tj. nejbližší jádru je vrstva K). Maximální počet elektronů přítomných v jednotlivých vrstvách je zákonitý. Ve vrstvě K mohou být 2 elektrony, ve vrstvě

L může být 8 elektronů, ve vrstvě M může být 18 elektronů, ve vrstvě N může být 32 elektronů... Způsob zaplnění elektronových vrstev u jednotlivých prvků se označuje jako elektronová konfigurace. Například kyslík, jenž má v jádru 8 protonů, má celkem 8 elektronů, z toho 2 ve vrstvě K, zbývajících 6 ve vrstvě L (to znamená, že do vrstvy L by se ještě mohly „vejít“ dva elektrony). Budování elektronového obalu si lze představit tak, že elektrony obsazují nejprve vrstvu nejbližší k jádru, až po jejím zaplnění další bezprostředně následující vrstvu, po jejím zaplnění další... Tato představa platí pro prvky s atomovými čísly 1 až 18 (tj. vodík až argon), pak to může být o něco složitější. Například draslík (atomové číslo 19) má ve vrstvě K dva elektrony, ve vrstvě L má osm elektronů (zatím je vše O. K.), ve vrstvě M má však pouze osm elektronů (do ní by se „mohlo vejít“ až 18 elektronů), ve vrstvě N má jeden elektron.

Elektrony, které jsou ve vnější (tj. poslední) elektronové vrstvě, patří mezi tzv. valenční elektrony. Valenční elektrony jsou jádrem poutány slaběji než elektrony jádru bližší, a proto mohou být valenční elektrony od jádra poměrně snadno odštěpeny. Z hlediska struktur minerálů je podstatné, že valenční elektrony mají zcela zásadní význam pro vytváření chemických vazeb (viz podkapitola 3.4).

Uživatelé této publikace určitě vědí, že chemické prvky jsou na základě počtu protonů uspořádány do tabulky periodického systému prvků, zjednodušeně označované jako „mendělejevka“. Každý řádek této tabulky je zakončen vzácným plynem (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn – jde o prvky grupy VIII.A). Atomy vzácných plynů mají velmi stabilní uspořádání vnější elektronové vrstvy (vrstvy valenčních elektronů). V případě helia jde o dva elektrony (ve vrstvě K), všechny ostatní vzácné plyny mají ve vnější elektronové vrstvě osm elektronů (tzv. elektronový oktet). Atomy jiných chemických prvků se v průběhu chemických reakcí snaží dosáhnout elektronové konfigurace, charakteristické pro vzácné plyny, tj. chtějí se dostat do stabilního stavu, chudého na energii. K tomu může dojít buď přijetím dalších valenčních elektronů od atomů jiných prvků, nebo naopak odevzdáním vlastních valenčních elektronů, nebo vytvořením kovalentní vazby.

Přijetím nebo předáním valenčních elektronů se atom stává atomovým iontem. Termínem kationt se označuje atom, který předal valenční elektrony, aby dosáhl elektronové konfigurace vzácného plynu, který jej v „mendělejevce“ předchází (například vápník předáním dvou valenčních elektronů získá elektronovou konfiguraci argonu, sodík předáním jednoho valenčního elektronu získá elektronovou konfiguraci neonu). Kationt takto získá kladný náboj. Termínem aniont se označuje atom, který přijme valenční elektrony, aby dosáhl elektronové konfigurace vzácného plynu, který jej v „mendělejevce“ následuje (například chlor přijetím jednoho valenčního elektronu získá elektronovou konfiguraci argonu), a stane se tak záporně nabitým iontem.

Důležitou vlastností každého iontu (aniontu nebo kationtu) je jeho mocenství neboli valence. Mocenství (valence) iontu jsou definovány různě: i) Například jako maximální počet jednomocných (jednovalentních) iontů, které se mohou kombinovat s daným iontem nebo kterými může být daný iont nahrazen. Tato definice původně operovala s jednomocnými ionty chloru a vodíku. Lze to dokumentovat na sloučenině NaCl (minerál halit), z níž je zřejmé, že sodík je v ní jednomocný. Ze složení metanu CH_4 je zřejmé, že uhlík je v této sloučenině čtyřmocný. ii) Nebo mocenství odpovídá počtu atomů vodíku, které se s daným iontem mohou kombinovat v binárním hydridu, nebo je mocenství dvojnásobkem počtu atomů kyslíku, které v kombinaci s tímto iontem tvoří oxid. Tato definice mocenství vychází z toho, že vodík v hydridu je vždy jednomocný, kyslík v oxidu je vždy dvojmocný. Příkladem zde může být BH_3 (hydrid boritý neboli boran), z něhož je zřejmé, že bor je trojmocný. Druhým příkladem, tentokrát z říše minerálů, je TiO_2 (tři modifikace – rutil, anatas a brookit), svědčící o tom, že titan je čtyřmocný.

Mocenství iontů lze vyjádřit například arabskou číslicí v horním indexu za chemickou značkou prvku, přičemž za touto číslicí je znaménkem plus nebo minus vyjádřen kladný nebo záporný náboj iontu (kladný náboj mají kationty, záporný anionty). Nutno poznamenat, že v minerálech se mnohé prvky vyskytují ve více mocenstvích (tj. v různých oxidačních stupních). Jako příklad běžných kationtů v minerálech lze uvést Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} nebo Si^{4+} . Příkladem v minerálech běžných aniontů jsou F^- , Cl^- , O^{2-} , $(\text{OH})^-$, $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{PO}_4)^{3-}$, $(\text{SiO}_4)^{4-}$ a další silikátové anionty.

V chemických vzorcích minerálů je nutno vyjádřit mocenství iontů, pokud je (nebo může být) některý z prvků ve struktuře minerálu přítomen v různých mocenstvích nebo pokud mocenství není ze vzorce rozpoznatelné. Uvádět ve vzorci mocenství iontů, které je zcela zřejmé z jejich povahy, je nejen zbytečné, ale dokonce chybné. Následuje několik příkladů:

i) Vzorec hematitu je Fe_2O_3 . Výše již bylo zmíněno, že kationty železa ve strukturách minerálů mohou být dvojmocné nebo trojmocné (Fe^{2+} nebo Fe^{3+}). Vzorec Fe_2O_3 je vzorcem oxidu. V aniontové části vzorce jsou „tři kyslíky“, tedy tři dvojmocné anionty kyslíku (O^{2-}). Tyto „tři kyslíky“ mají náboj celkem „šest mínus“. Aby struktura byla jako celek elektroneutrální, musí mít kationtová část vzorce náboj „šest plus“. Rozdělením oněch „šest plus“ mezi dva kationty železa zjistíme, že jde o trojmocné kationty, tedy Fe^{3+} . Zápis vzorce hematitu $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$ není v principu špatný, ale mocenství železa je v něm vyjádřeno zbytečně.

ii) Chemické složení magnetitu lze zapsat vzorcem Fe_3O_4 . V tomto oxidu je železo přítomno jako dvojmocné i trojmocné. Tuto skutečnost nejlépe vyjadřuje vzorec $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$.

ii) Vzorec albitu je $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Vyjadřovat mocenství iontů je zbytečné. Ve strukturách minerálů je sodík vždy jednomocný (Na^+), hliník je trojmocný (Al^{3+}), křemík je čtyřmocný (Si^{4+}), kyslík je dvojmocný (O^{2-}). Snadno lze spočítat, že celá struktura je elektroneutrální („šestnáct plus“ a „šestnáct mínus“). Význam hranaté závorky ve vzorci albitu bude vysvětlen později (podkapitola 3.11, strana 50), na tomto místě to není nutné.

iv) Posledním příkladem je vzorec chloritoidu ($\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}^{2+}$) $\text{Al}_2[\text{O}(\text{OH})_2[\text{SiO}_4]]$, v jehož struktuře jsou přítomny dva prvky, které se mohou vyskytovat v různých mocenstvích, konkrétně železo a mangan. Uvedení mocenství železa a manganu je v tomto případě nutné. Význam hranaté závorky a svislých čar ve vzorci chloritoidu je objasněn v podkapitole 3.11.

3.4. Chemické vazby ve struktuře minerálů

Krystalová struktura je dána pravidelným uspořádáním stavebních částic, jež jsou nuceny setrvávat v určité rovnovážné poloze díky silám, které mezi těmito stavebními částicemi působí. Tyto síly se obecně označují jako chemické vazby. Ve strukturách krystalů se uplatňuje pět různých typů chemické vazby: i) iontová, ii) kovalentní, iii) kovová, iv) van der Waalsova (molekulová), v) vodíková.

Iontová vazba je způsobena elektrostatickým přitahováním opačně nabitých částic, tedy kationtů a aniontů. Příkladem minerálu s typickou iontovou vazbou je halit, jehož struktura je tvořena ionty Na^+ a Cl^- (obr. 17).

Pro kovalentní vazbu je charakteristické sdílení dvojic elektronů dvěma atomy, jímž je dosaženo elektronové konfigurace, charakteristické pro vzácné plyny (elektronový oktet). Při tomto společném sdílení elektronů nevznikají ionty, atomy zůstávají elektroneutrální. Příkladem je diamant, tedy modifikace uhlíku, v jejíž struktuře každý atom uhlíku vytváří kovalentní vazbu se čtyřmi sousedy. Volný atom uhlíku má ve valenční sféře čtyři elektrony, každý atom uhlíku ve struktuře diamantu získává další čtyři elektrony jejich sdílením se sousedy, a tím se jeho elektronová konfigurace změní na elektronovou konfiguraci neonu

(elektronový oktet). Kovalentní vazba je obecně velmi pevná, proto například krystalické látky s touto vazbou mohou mít vysokou tvrdost.

Kovová vazba je typická pro kovy, které nemají dostatek elektronů k tomu, aby bylo dosaženo elektronové konfigurace inertního plynu. Proto se mezi atomy kovů vytvoří vazba, při níž valenční elektrony „patří celému krystalu“. Valenční elektrony se mohou poměrně volně pohybovat mezi zbytky atomů (kladnými ionty) a vytváří tak tzv. elektronový plyn. Existence elektronového plynu a pohyblivost elektronů způsobují, že krystalické látky s kovovou vazbou mají dobrou elektrickou i tepelnou vodivost, jsou kujné, často relativně měkké a mají kovový lesk.

Van der Waalsova vazba je slabou vazebnou interakcí. Její síla je ve srovnání s iontovou, kovalentní nebo kovovou vazbou výrazně nižší (o dva až tři řády). Van der Waalsova vazba se uplatňuje především mezi molekulami kapalin nebo v krystalech organických látek. V případě minerálů je van der Waalsova vazba významná například ve struktuře grafitu, souvisí s ní jeho dokonalá štěpnost a nízká tvrdost (viz poznámka v následujícím rámečku).

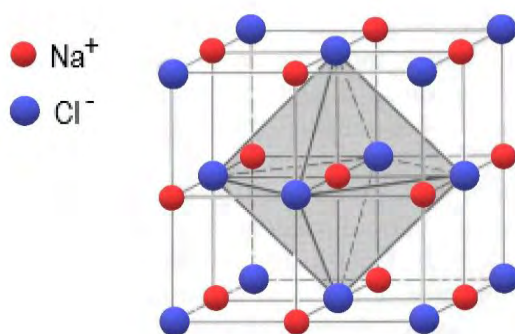
Vodíková vazba je slabou vazebnou interakcí, která se uplatňuje ve strukturách hydroxidů a také v mnoha fylosilikátech, které mají ve své struktuře skupiny $(OH)^-$ – jde například o slídy, chlority a kaolinit, u nichž tato vazba umožňuje dokonalou bazální štěpnost (tj. štěpnost podle jednoho systému štěpných ploch, umožňující štípání minerálu na lupínky).

Poznámka

V krystalové struktuře je existence jediného typu vazby (nebo výrazná dominance jednoho z typů) zcela výjimečným jevem. Lze dokonce tvrdit, že tři výše uvedené silné vazebné interakce (iontová, kovalentní a kovová vazba) se v čisté formě prakticky nevyskytují. Pokud jde o tyto tři silné vazebné interakce, velmi často se ve strukturách minerálů uplatňuje kombinace iontové a kovalentní vazby. Na úrovni základní školy lze kombinaci různých typů chemické vazby v krystalové struktuře doložit na příkladu grafitu. Grafit má vrstevnatou strukturu. Ta je složena z vrstev (sítí), v nichž jsou atomy uhlíku pevně vázány kovalentní vazbou. Tyto vrstvy (sítě) jsou navzájem spojeny slabou van der Waalsovou vazbou.

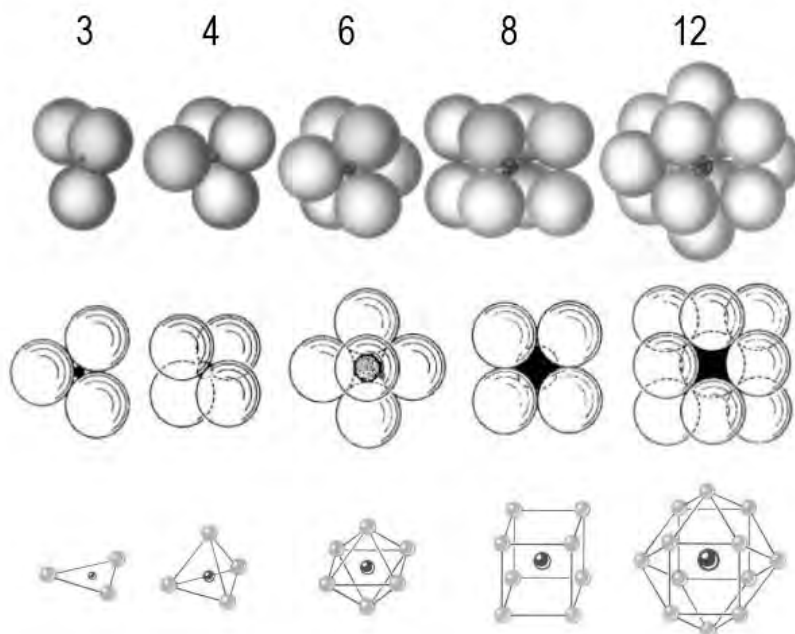
3.5. Koordinační číslo, atomové a iontové poloměry

V krystalové struktuře tvořené kationty a anionty je každý z iontů obklopen (koordinován) tolika opačně nabitými ionty, kolik se jich směstná do jeho bezprostředního okolí. Pokud jsou kationty a anionty v takové struktuře spojeny silami, které mají převážně elektrostatický charakter, můžeme tvar iontů považovat za víceméně kulovitý. Geometrie takového seskupení opačně nabitých iontů je pak relativně jednoduchá. Koordinující ionty jsou seskupeny okolo centrálního koordinovaného iontu. Obecně má toto seskupení geometrii polyedru (mnohostěnu), v jehož centru je koordinovaný iont, vrcholy polyedru tvoří středy koordinujících iontů (obr. 17). V krystalové struktuře se každý kationt nachází přibližně ve středu pomyslného koordinačního polyedru, jehož vrcholy jsou tvořeny anionty. Počet aniontů v koordinačním polyedru (= počet vrcholů koordinačního polyedru) se označuje jako koordinační číslo. Koordinační číslo tedy udává počet aniontů obklopujících kationt v koordinačním polyedru.



Obr. 17. Schematické znázornění krystalové struktury halitu NaCl. Ion Na^+ je obklopen (koordinován) šesti ionty Cl^- . Vyznačen je koordinační polyedr, jehož geometrie odpovídá oktaedru (osmistěnu). Sodík je tedy ve struktuře halitu v oktaedrické koordinaci. Koordinací číslo sodíku ve struktuře halitu je 6.

Hodnota koordinačního čísla (tj. počet vrcholů koordinačního polyedru) závisí na poměru mezi velikostí aniontu a velikostí kationtu. Kationt je v těchto strukturách menší než aniont. Čím je rozdíl ve velikosti kationtu a aniontu menší, tím větší může být počet koordinujících aniontů. Na obrázku 18 jsou graficky znázorněny třemi různými způsoby nejběžnější typy koordinací ve strukturách minerálů, postupně zleva doprava: i) trojúhelníková koordinace (trojnásobná planární koordinace, koordinační číslo 3, anionty jsou ve vrcholech rovnoramenného trojúhelníka), ii) tetraedrická koordinace (čtyřnásobná koordinace, koordinační číslo 4, anionty jsou ve vrcholech tetraedru, tj. čtyřstěnu), iii) oktaedrická koordinace (šestinásobná koordinace, koordinační číslo 6, anionty jsou ve vrcholech oktaedru, tj. osmistěnu), iv) hexaedrická koordinace (osminásobná koordinace, koordinační číslo 8, anionty jsou ve vrcholech hexaedru, tj. krychle), v) kubooktaedrická koordinace (dvanásobná koordinace, koordinační číslo 12, anionty jsou ve vrcholech kubooktaedru, tj. čtrnáctistěnu, jenž je v morfologické krystalografii spojkou hexaedru a oktaedru, tedy krychle a osmistěnu).

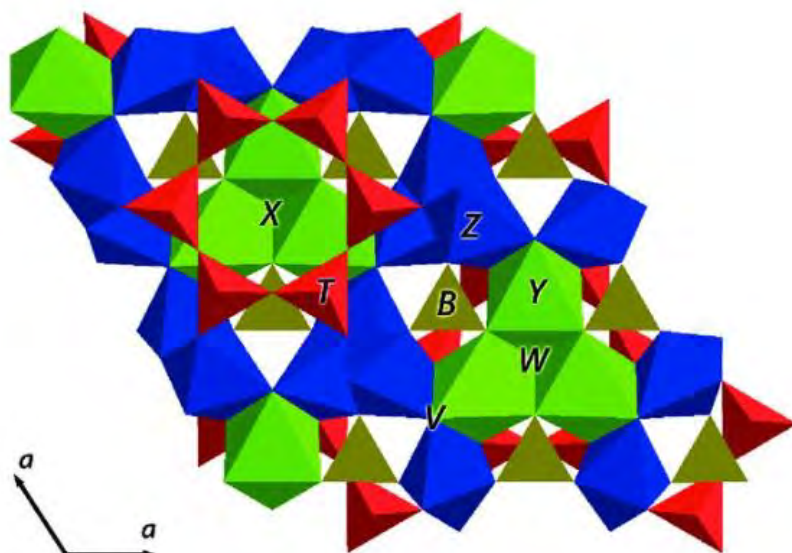


Obr. 18. Schematicky znázorněné uspořádání kationtu a koordinujících aniontů v pěti nejčastějších případech, jimž odpovídají koordinační čísla 3, 4, 6, 8 a 12. Sestaveno na základě obrázků v publikacích Klein (2006) a Chvátal (1999). Vysvětlení v textu.

Koordinační číslo iontu lze vyjádřit dvěma různými způsoby: i) římskou číslicí v horním indexu za značkou chemického prvku (například Si^{IV} , což je atom křemíku v tetraedrické

koordinaci), ii) arabskou číslicí v hranaté závorce v horním indexu za značkou prvku (například $\text{Fe}^{[6]}$, což je atom železa v oktaedrické koordinaci). Mineralogové preferují druhý způsob. Je přehlednější, což je zřejmé z následujícího příkladu: $\text{Fe}^{3+ [6]}$ (to je trojmocný kationt železa v oktaedrické koordinaci).

V případě potřeby může být koordinační číslo vyjádřeno i ve vzorci minerálu. Jako příklad lze uvést vzorec euklasu $\text{Al}^{[6]}\text{Be}^{[4]}[\text{OH}|\text{SiO}_4]$. Nutno poznamenat, že i bez koordinačních čísel je vzorec v podobě $\text{AlBe}[\text{OH}|\text{SiO}_4]$ bezchybným vzorcem euklasu. Zcela obdobně lze vyjádřit koordinaci hliníku ve třech modifikacích $\text{Al}_2[\text{O}|\text{SiO}_4]$, a to v andalusitu, sillimanitu a kyanitu. Vzorec této trojice minerálů se velmi často zjednodušuje do podoby Al_2SiO_5 . Zejména v petrografii a metamorfní petrologii se pro tuto trojici minerálů používá označení „minerály skupiny Al_2SiO_5 “. Ve struktuře andalusitu je polovina atomů hliníku koordinována oktaedricky, druhá polovina je v pětinasobné koordinaci (tato koordinace není v krystalových strukturách minerálů příliš častá). Ve struktuře sillimanitu je jedna polovina atomů hliníku koordinována oktaedricky, druhá polovina tetraedricky. Ve struktuře kyanitu jsou všechny atomy hliníku v oktaedrické koordinaci. Vzorce minerálů skupiny Al_2SiO_5 lze proto zapsat takto: andalusit $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}\text{SiO}_5$, sillimanit $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_5$, kyanit $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[6]}\text{SiO}_5$.



Obr. 19. Grafické znázornění struktury minerálů turmalínové superskupiny pomocí koordinačních polyedrů (Bačík 2018).

Ne ve skutečnosti, ale pouze v představě lze strukturu krystalu rozložit na koordinační polyedry. Nebo naopak, krystalovou strukturu lze sestavit z vhodně vybraných koordinačních polyedrů. Koordináční polyedry jsou často využívány při grafickém znázornění krystalových struktur, a to zejména v případech, kdy jsou tyto struktury natolik komplikované, že zobrazení atomů formou „kuliček“ by bylo nepřehledné. Na obrázku 19 je jako příklad znázornění struktury pomocí koordinačních polyedrů prezentována struktura minerálů turmalínové skupiny – v souboru „05-systematická-mineralogie.pdf“ lze najít charakteristiku hlavních zástupců této skupiny, na straně 497 je objasněn význam písmen X, Y, Z, V, W a T (jde o obecné označení strukturních pozic), B = bor.

Na schematických vyobrazeních krystalových struktur i v jejich 3D modelech bývají ionty znázorňovány jako koule. Vlivem přitažlivých a odpuzivých elektrostatických sil mezi ionty dochází k deformaci jejich elektronových obalů, a proto se jejich tvar ve skutečnosti kouli někdy pouze podobá, jindy je natolik komplikovaný, že kouli již ani nepřipomíná. I to je jeden z důvodů, proč je složité vyjádřit velikost iontu v konkrétní krystalové struktuře.

Jak velké jsou atomy a atomové ionty? Nejpřesnější odpověď na tuto otázku je, že jsou malé. Vraťme se zpět k představě, že krystalová struktura je tvořena pravidelně uspořádanými kulovitými stavebními částicemi (atomy nebo ionty), které se vzájemně dotýkají (viz například horní a prostřední řada nákrešů na obrázku 18). Pokud je tvar částic kulovitý, pak jejich velikost můžeme vyjádřit atomovým či iontovým poloměrem. Atomy a ionty jsou opravdu velmi malé. Jejich poloměr je $0,1 \times 10^{-10}$ m až 1×10^{-10} m. Pro lepší přehlednost se ve strukturní krystalografii tradičně užívá jednotka ångström (čti „onstrém“), ve zkratce Å, přičemž $1 \text{ Å} = 1 \times 10^{-10}$ m (viz poznámka v rámečku na straně 20). Atomové a iontové poloměry jsou tedy řádově v ångströmech nebo desetinách ångströmů.

Velikost atomu je dána složením jeho jádra a jemu odpovídající elektronovou konfigurací (velikost elektronového obalu = velikost atomu). Řečeno zjednodušeně, velikost atomu závisí na počtu protonů v jeho jádru, tedy na pozici prvku v periodické tabulce prvků. Ve vztahu mezi velikostí atomu a jeho umístěním v „mendělejevce“ lze vysledovat dva významné trendy:

i) V jednotlivých skupinách prvků (tj. v jednotlivých sloupcích „mendělejevky“) roste atomový poloměr s rostoucím atomovým číslem (tj. ve sloupci shora dolů). Tato skutečnost souvisí s výstavbou elektronového obalu, kdy posun v „mendělejevce“ o jeden řádek níže znamená přidání další vrstvy obsazované elektrony. Lze to dokumentovat na příkladu alkalických kovů, tj. atomů grupy I.A (levý sloupec tabulky): v elektronovém obalu lithia jsou vrstvy K a L, v elektronovém obalu sodíku jsou vrstvy K, L a M, v elektronovém obalu draslíku jsou vrstvy K, L, M a N atd. To nutně vede ke zvětšování atomového poloměru s rostoucím protonovým číslem.

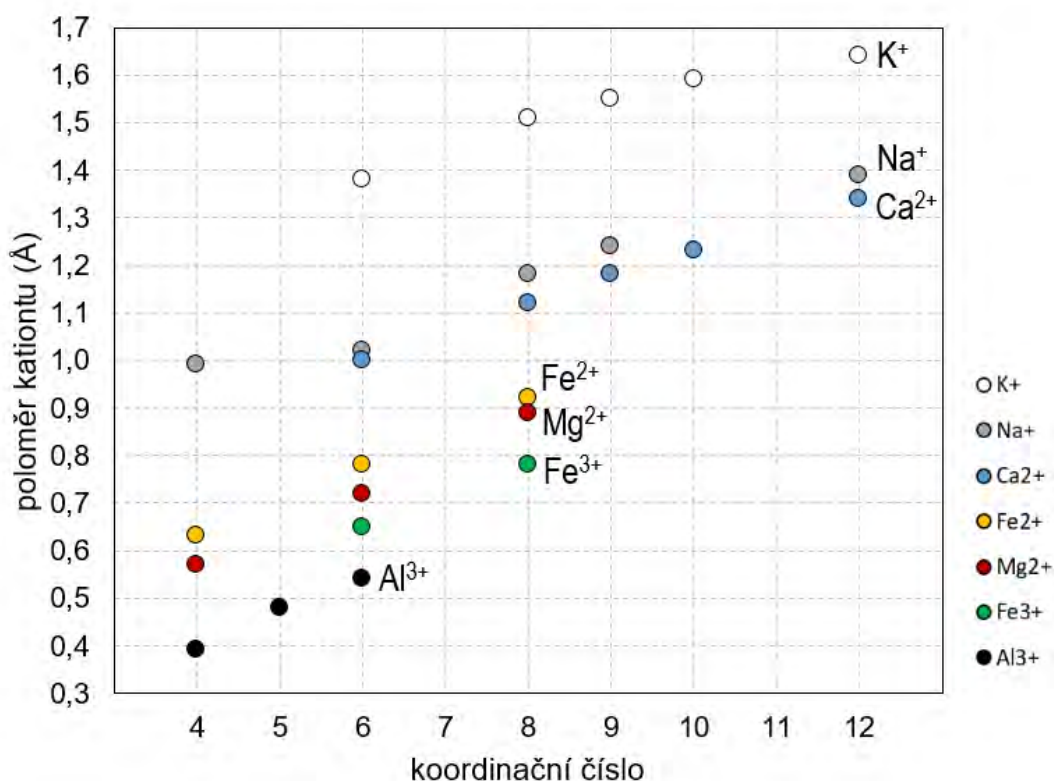
ii) Největší poloměry v každé periodě („vodorovném řádku mendělejevky“) mají atomy alkalických kovů. Dále (tj. ve směru doprava v dané periodě) atomové rozměry klesají, ke konci periody se však velikost atomů mírně zvětšuje (vnější elektrony se navzájem odpuzují). Výjimkou z tohoto pravidla jsou lanthanoidy (tj. prvky s atomovými čísly 57 až 71, tedy La až Lu), jejichž velikost se s růstem atomového čísla rovnoměrně zmenšuje (tzv. lanthanoidová kontrakce).

Velikost iontů je silně ovlivněna jejich nábojem. Obecně se zvětšuje s přibývajícím negativním nábojem, tj. s přibývajícím počtem elektronů v elektronovém obalu jednoho a téhož prvku. Lze to dokumentovat například na iontových poloměrech kationtů olova: Pb^{4+} 0,65 Å, Pb^{2+} 0,98 Å. Extrémním příkladem jsou následující ionty síry a chloru, kde jde o rozdíl ve výši osmi jednotkových nábojů: S^{6+} 0,29 Å, S^{2-} 1,84 Å, Cl^{7+} 0,27 Å, Cl^{-} 1,81 Å. Formulováno jinak, odstraněním jednoho nebo několika vnějších elektronů se rozměr atomu zmenšuje (zbylé elektrony jsou k jádru vázány silněji). Po uvolnění všech valenčních elektronů vznikne iont, jehož rozměr je dokonce menší než rozměr atomu inertního plynu v předchozí periodě – například Na^{+} (elektronová struktura $1s^2 2s^2 2p^6$) je menší než Ne (rovněž $1s^2 2s^2 2p^6$).

Velikost atomů a iontů v krystalových strukturách výrazně závisí na jejich koordinaci (hodnotě koordinačního čísla). To dokumentují následující příklady (iontové poloměry jsou uvedeny v Å, sestaveno na základě dat Shannona 1976):

	Li^{+}	Na^{+}	K^{+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Al^{3+}	Si^{4+}
Koordinační číslo 4	0,59	0,99			0,57	0,63	0,39	0,26
Koordinační číslo 6	0,74	1,02	1,38	1,00	0,72	0,78	0,54	0,40
Koordinační číslo 8	0,92	1,18	1,51	1,12	0,89	0,92		

Růst velikosti kationtů v závislosti na zvyšující se hodnotě koordinačního čísla dokládá i obrázek 20.



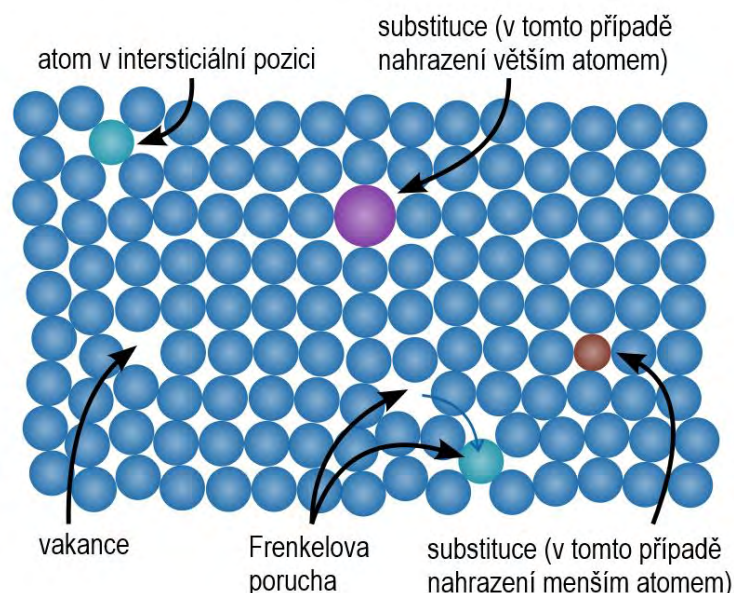
Obr. 20. Závislost iontového poloměru na koordinaci na příkladu kationtů K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺ a Al³⁺ na základě dat Shannona (1976).

3.6. Struktura reálného krystalu

Na straně 13 je v definici krystalu uvedeno, že krystal má zákonitou, jednotnou a periodicky se opakující vnitřní stavbu. V libovolné krystalové struktuře lze vymezit tzv. základní motiv. Takto je označováno seskupení co nejmenšího počtu stavebních jednotek (atomů, iontů, molekul), jehož pravidelným (periodickým) opakováním ve třech směrech lze pomyslně vytvořit krystalovou strukturu. Pokud krystalovou strukturu odvodíme pravidelným opakováním určitého základního motivu, pak tato struktura bude ideálně periodická, řečeno zcela jednoduše, bude to ideální krystalová struktura. Takovou strukturu by měl pouze ideální, nekonečně velký krystal, který ve skutečnosti neexistuje (například krystalová plocha je zcela zásadním porušením periodicity!).

Reálná krystalová struktura je ve srovnání se svým ideálním vzorem vždy určitým způsobem více či méně porušena. Za poruchu krystalové struktury považujeme každou (i zcela nepatrnou) odchylku od dokonalé periodicity.

Ideální krystalová struktura je pouze fikcí, existuje jen v naší představě. Pro popis reálných struktur jednotlivých minerálů jsou však jejich ideální modely zcela nezbytné. Reálné struktury se od svých ideálních vzorů liší různými typy poruch, z nichž nejběžnější jsou bodové poruchy a dislokace. Z hlediska chemického složení krystalů (a tedy minerálů) mají zásadní význam bodové poruchy.



Obr. 21. Schematické znázornění různých typů bodových poruch v krystalové struktuře (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Point_defects_in_crystal_structures.svg, upraveno). Pokud by krystalová struktura na tomto obrázku byla ideální, pak by byla znázorněna pravidelně uspořádanými (periodicky se opakujícími) modrými kuličkami. Z obrázku je zřejmé, že všechny typy v něm znázorněných bodových poruch vedou k výraznému porušení pravidelnosti (periodicity) v jejich okolí.

Bodové poruchy různých typů jsou schematicky znázorněny na obrázku 21. V reálné krystalové struktuře je vždy určitý počet cizích atomů (nevyjádřených v idealizovaném chemickém vzorci minerálu), které zaujímají polohy, jež jsou v ideální krystalové struktuře vyhrazeny jiným atomům. Uvedené nahrazování či zastupování se označuje jako **substituce**. Na obrázku 21 jsou znázorněny dva případy, a to substituce větším atomem (fialová kulička) a menším atomem (hnědá kulička). Substituce je z hlediska mineralogie velmi významná, a proto bude detailně vyložena v následujících odstavcích. Ideální krystalová struktura je narušována i přítomností atomů v tzv. intersticiálních (vmezeřených) polohách (obr. 21) nebo vakancemi, tj. neobsazenými atomovými polohami v krystalové struktuře (obr. 21). Při tepelných vibracích struktury se atom může ze své rovnovážné polohy vychýlit natolik, že zůstane v intersticiální poloze a zanechá po sobě vakanci – tato kombinace intersticiálního atomu s vakancí se označuje jako Frenkelova porucha (obr. 21). Obdobně vzniká Schottkyho porucha, při níž však atom vystoupí až na povrch krystalu. Bodové poruchy se ve svém okolí projevují vždy určitou deformací krystalové struktury (v porovnání s ideální strukturou).

Vlivem substituce má mnoho minerálů proměnlivé chemické složení. Zastupování jednoho chemického prvku druhým je ve struktuře minerálů spíše pravidlem než výjimkou. Krystalické látky, v jejichž struktuře k tomuto zastupování dochází, jsou někdy označovány jako **pevné roztoky** nebo **směsné krystaly**. Tyto termíny odpovídají původním představám, podle nichž proměnlivé chemické složení minerálů souvisí s přítomností molekul dvou nebo více sloučenin v jediném homogenním krystalu. Například olivín může být považován za směs dvou hlavních složek: forsteritové složky $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ a fayalitové složky $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Složení v přírodě rozšířených olivínů lze vyjádřit vzorcem $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Ze vzorce $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ je zřejmé, že ve struktuře dochází k zastupování Mg a Fe, přičemž z takto uvedeného vzorce není jasný kvantitativní poměr mezi Mg a Fe. Pokud přesně známe chemické složení určitého olivínu, lze k vyjádření jeho chemismu použít krystalochemický vzorec, z něhož již bude kvantitativní poměr mezi Mg a Fe zcela zřejmý (způsob výpočtu krystalochemických vzorců je prezentován na stranách 52 až 55).

Termíny „pevný roztok“ a „směsný krystal“ jsou v mineralogii stále používány, i když víme, že v iontové struktuře minerálů nejsou jednotlivé molekuly přítomny. Strukturu těchto minerálů je možno považovat za teoreticky nekonečnou trojrozměrnou strukturu, v níž se jednotlivé ionty zastupují v ekvivalentních pozicích bez podstatných deformací této struktury.

Hlavním faktorem, rozhodujícím o možnosti či nemožnosti vzájemného zastupování dvou prvků nebo iontů ve struktuře minerálu, je jejich velikost. Obecně platí, že zastupování iontů, atomů nebo iontových skupin je možné, mají-li podobnou velikost. Substitute ve velkém rozsahu je reálná, pokud je rozdíl poloměrů zastupujících se iontů (atomů) menší než cca 15 % poloměru menšího iontu (atomu). Liší-li se poloměry o cca 15 až 30 %, pak je substitute velmi omezená nebo vzácná. V případě rozdílu o více než cca 30 % je substitute nepravděpodobná. Výjimky mohou nastat v případě komplikovaných krystalových struktur.

Důležitým faktorem umožňujícím nebo znemožňujícím substituci je mocenství (náboj). Pokud jsou náboje zastupujících se iontů stejné, jde o izovalentní izomorfii. Jsou-li rozdílné, jde o heterovalentní izomorfii.

Ve strukturách minerálů je izovalentní izomorfie častější než heterovalentní. Příkladem izovalentní izomorfie je zastupování Mg^{2+} a Fe^{2+} ve strukturách silikátů (např. olivín, pyroxeny, amfiboly, slídy, chlority) nebo karbonátů (dolomit-ankeritová řada). Ve strukturách sulfidů a arzenidů běžně dochází k substituci Fe^{2+} , Ni^{2+} a Co^{2+} .

Zastupující se ionty nemusí mít stejnou valenci nebo náboj, neboť elektroneutrality může být dosaženo dalším souběžným zastupováním v téže struktuře (jde o tzv. sdruženou substituci). Například v řadě pevných roztoků mezi albitem $Na[AlSi_3O_8]$ a anortitem $Ca[Al_2Si_2O_8]$, kde je kationt Na^+ nahrazován kationtem Ca^{2+} , je elektroneutrality dosahováno současným nahrazováním kationtu Si^{4+} kationtem Al^{3+} (jde tedy o sdruženou substituci dvojice Na^+Si^{4+} za dvojici $Ca^{2+}Al^{3+}$). Obdobně ve struktuře diopsidu $CaMg[Si_2O_6]$ dochází k zastupování kationtu Mg^{2+} kationtem Al^{3+} za současného nahrazování Si^{4+} kationtem Al^{3+} (jde o sdruženou substituci, kterou lze schematicky vyjádřit zápisem $Mg^{2+}Si^{4+} \rightleftharpoons 2Al^{3+}$).

Pokud se náboje iontů s obdobnými iontovými poloměry liší více než o jednotku, je jejich zastupování v krystalové struktuře zpravidla velmi omezené nebo k němu vůbec nedochází – například kationt Na^+ nemůže být substituován kationtem U^{4+} , přestože jejich iontové poloměry jsou prakticky shodné.

Poznámka

Na zastupování prvků v krystalové struktuře má značný vliv teplota vzniku této struktury – za jinak stejných podmínek se rozsah zastupování často zvětšuje s rostoucí teplotou.

Jestliže při vysoké teplotě se mohou například prvky „A“ a „B“ v určité strukturní pozici zastupovat ve zcela libovolných poměrech, může být při nižších teplotách možnost jejich vzájemného zastupování omezena. Pevný roztok tvořený prvky „A“ a „B“ se proto za nižších teplot může stát nestabilním. Takový pevný roztok se může rozpadnout na dvě samostatné fáze, z nichž jedna je bohatší na prvek „A“, druhá na prvek „B“. Tento proces se označuje jako rozpad pevného roztoku. Při rozpadu pevného roztoku vznikají z původně homogenní pevné fáze dva různé minerály.

K rozpadu pevných roztoků dochází například u alkalických živců. Při vysokých teplotách se v alkalických živcích neomezeně zastupuje sodík a draslík, a proto existuje souvislá řada homogenních fází od „čistého“ draselného živce o složení $K[AlSi_3O_8]$ přes sodno-draselný živec o složení $(K,Na)[AlSi_3O_8]$ s nejrůznějšími poměry mezi K a Na až po „čistý“ sodný živec o složení $Na[AlSi_3O_8]$. Při nižších teplotách jsou možnosti vzájemného zastupování K a Na ve struktuře alkalických živců jen velmi omezené, a tak při nízkých teplotách dochází k rozpadu sodno-draselného živce na sodný živec a draselný živec.

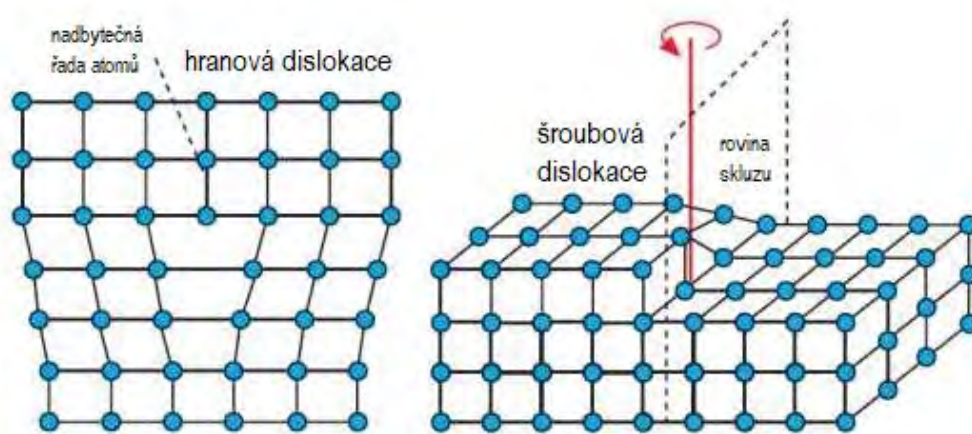
Zastupování různých prvků v ekvivalentních strukturních pozicích se často označuje jako **izomorfní zastupování** (případně diadoční zastupování) a „pevné roztoky“ jsou považovány za součást tzv. izomorfních řad (jde například o izomorfní řadu forsterit-fayalit). Jako **izomorfní příměsi** se označují prvky, které nejsou uvedeny v idealizovaném chemickém vzorci minerálu, ale které se díky izomorfnímu zastupování v minerálu vyskytují v obvykle malém množství, tj. jako příměs (jde například o Fe, Mn, Cd a In ve sfaleritu, Ni a Co v pyritu, Sr v barytu, Mn a Ni v olivínu).

Poznámka

Termínem izomorfie byla původně označována schopnost sloučenin podobných chemických vlastností tvořit krystaly stejného tvaru (slovo „izomorfie“ lze přeložit jako „stejnotvarost“) a vytvářet směsné krystaly. Nyní pod pojmem izomorfie rozumíme vzájemné zastupování chemických prvků v krystalové struktuře.

Kromě bodových poruch jsou reálné krystalové struktury porušeny dislokacemi. Lze rozlišit dva základní typy dislokací: hranové dislokace a šroubové dislokace. Schematicky jsou oba typy dislokací znázorněny na obrázku 22. **Hranová dislokace** je defektem vznikajícím přítomností nadbytečné poloroviny atomů nebo nepřítomností určité části roviny atomů (to je totéž, ale jinak formulováno – v levé polovině obrázku 22 je nadbytečná polorovina atomů znázorněna trojicí atomů, které jsou v řezu strukturou uspořádány do rovné linie). Část krystalové struktury porušené hranovou dislokací je trojrozměrně znázorněna na obrázku 23. Z tohoto obrázku je zřejmé, že hranová dislokace vede k porušení periodičnosti ve velkém objemu krystalové struktury.

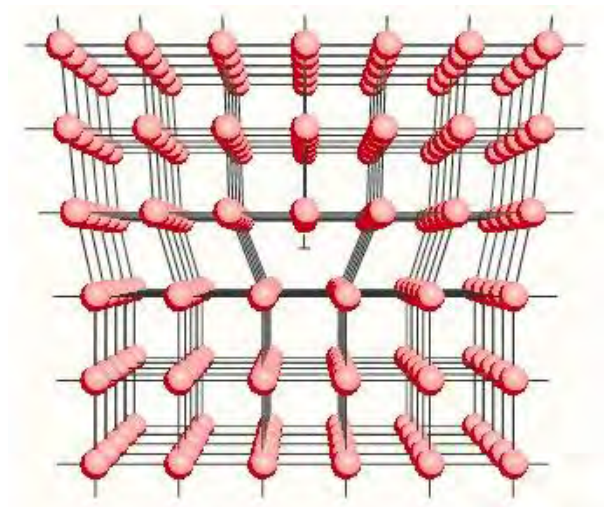
Šroubová dislokace může vzniknout působením smykového napětí na víceméně dokonalou krystalovou strukturu, kdy je tato struktura porušena smykovou plochou. Na povrchu krystalu se šroubová dislokace projeví zakřivenou plochou, která se spirálovitě stáčí kolem linie dislokace (na obrázku 22 znázorněné červeně). Šroubové dislokace významně ovlivňují procesy růstu krystalů (podrobněji na straně 39).



Obr. 22. Hranová dislokace (vlevo) a šroubová dislokace (vpravo). Zdroj: https://engineeringstuff.co.in/line-defects-imperfections-in-crystals/#google_vignette. Upraveno.

Dislokace často způsobují mozaikovou stavbu krystalických látek. V krystalové struktuře těchto látek lze rozlišit jednotlivé oblasti s víceméně ideální stavbou (tzv. bloky), které jsou

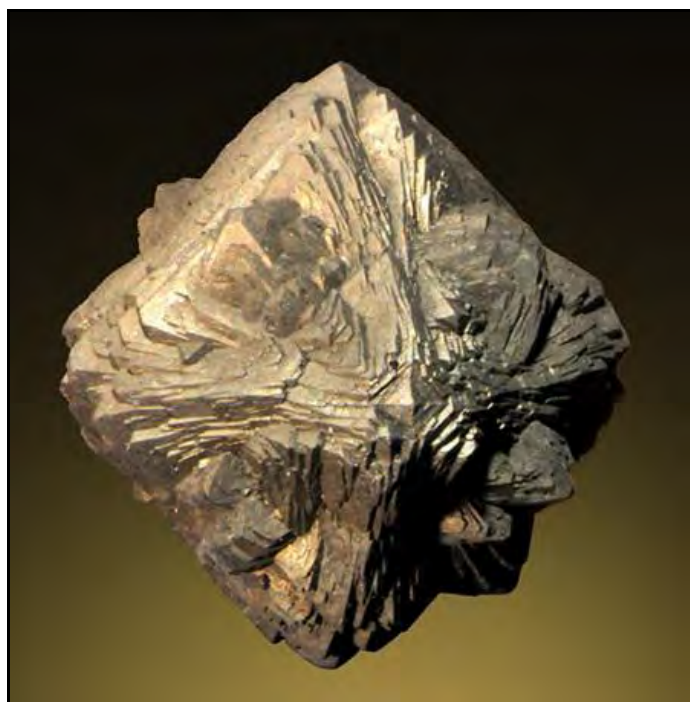
vůči sobě navzájem poněkud posunuty. Někdy lze mozaikovou (blokovou) stavbu krystalů pozorovat i makroskopicky (obr. 24). Defekty v krystalové struktuře se mohou projevit například i přítomností „štěrbín“, tj. prázdných dutin obvykle ploše čočkovitého tvaru, které sahají od povrchu krystalu do určité hloubky.



Obr. 23. Trojrozměrné zobrazení hranové dislokace v krystalové struktuře.

Zdroj:

https://www.researchgate.net/publication/236087059_Techniques_3D_imaging_of_crystal_defects



Obr. 24. Krystal pyritu, jehož členitý povrch svědčí o blokové stavbě; šířka snímku cca 8 mm. Ross County, Ohio, USA. Foto: John Rakovan.

3.7. Vznik a růst krystalu

Ke vzniku krystalu dochází dvojstupňovým procesem, který se skládá: i) z nukleace, tj. ze vzniku zárodku krystalu, ii) z růstu krystalu připojováním atomů a jejich skupin k tomuto zárodku.

Nukleace je z hlediska termodynamiky nejkomplikovanější etapou vzniku krystalu. Termínem nukleace jsou označovány procesy vzniku a růstu nuklea, tj. zárodku krystalu. Tento zárodek je jen nepatrným seskupením atomů, jejichž uspořádání odpovídá struktuře budoucího krystalu. Jde o velmi nestabilní seskupení atomů, které se může snadno rozpadnout. Ke vzniku zárodků může docházet různým způsobem.

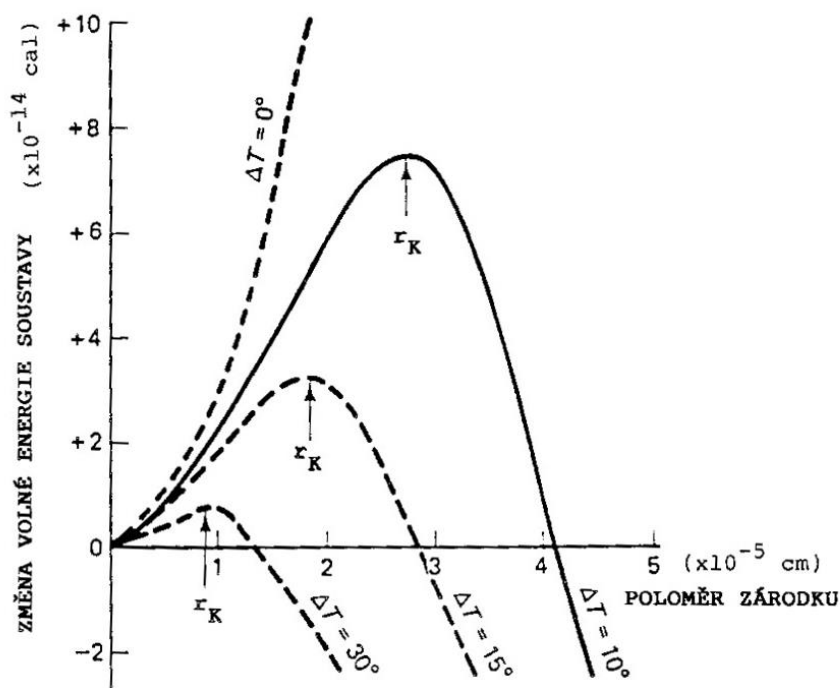
Spontánní (samovolná) nukleace je proces, při němž se vytvářejí zárodky krystalů v určitých oblastech nestabilní mateřské fáze, která může být kapalného, plynného nebo pevného skupenství. Hybnou silou spontánní nukleace je porušení rovnovážného stavu v dané soustavě, které je vyvoláno změnou fyzikálně chemických podmínek (např. poklesem teploty). Toto porušení rovnováhy může být vyjádřeno mírou přesycení, při němž se atomy, ionty nebo molekuly mohou vzájemně spojovat za vzniku zárodků. Při studiu spontánní nukleace probíhající v taveninách je často výhodnější vyjadřovat odchylku od rovnovážného stavu velikostí podchlazení. Velikostí podchlazení zde rozumíme rozdíl mezi rovnovážnou teplotou, při níž by se určitá pevná fáze mohla v soustavě poprvé objevit (při postupném ochlazování soustavy), a teplotou soustavy v daném okamžiku. Například při ochlazování magmatické taveniny bychom mohli očekávat vznik určitého minerálu při poklesu teploty na teplotu likvidu (viz soubor „06-genetická-mineralogie.pdf“, str. 663). Jeho krystalizace však při teplotě likvidu rozhodně nezačne. Bude-li teplota taveniny dále postupně klesat, dojde k podchlazení taveniny a až při určité velikosti podchlazení začne z taveniny krystalizovat očekávaný minerál.

Přítomnost zárodků v dané termodynamické soustavě zvyšuje volnou energii této soustavy, a proto jsou zárodky krystalů nestabilní a dochází snadno k jejich rozpadu. Za určitých podmínek se zárodky mohou zvětšovat a jejich velikost může překročit kritickou hodnotu, která se označuje jako **kritický poloměr zárodku**. Absolutní hodnota kritického poloměru závisí na látkovém složení zárodku, jeho struktuře, povaze okolního prostředí a na celé řadě vnějších faktorů.

Dosažení a překročení kritického poloměru má pro vznik krystalické látky zásadní význam. Připojování atomů k rostoucímu zárodku o poloměru menším než kritický poloměr vede ke zvyšování volné energie soustavy, a proto je rostoucí zárodek nestabilní a snadno dochází k jeho destrukci. Pokud však zárodek dosáhne velikosti odpovídající kritickému poloměru, stane se stabilním, protože připojování dalších atomů k jeho povrchu povede ke snižování volné energie soustavy. Dosažením kritického poloměru končí zárodečné stadium vzniku krystalu. Jinak řečeno, překročením kritického poloměru zárodek přestává být zárodkem a stává se krystalem, který může dále růst připojováním dalších stavebních částic k jeho povrchu (za současného snižování volné energie soustavy).

Absolutní velikost kritického poloměru zárodku závisí na mnoha faktorech. Na obrázku 25 je znázorněn vztah mezi velikostí kritického poloměru zárodku forsteritu $Mg_2[SiO_4]$ a velikostí podchlazení taveniny složením odpovídající forsteritu. Z obrázku 25 je zřejmé, že kritický poloměr zárodku klesá s rostoucím podchlazením, což mj. znamená, že čím větší je podchlazení taveniny, tím větší je pravděpodobnost, že zárodek připojováním dalších stavebních částic dosáhne rozměrů odpovídajících jeho kritickému poloměru za daných podmínek. I za podmínek vhodných pro nukleaci je však pravděpodobnost dosažení kritického poloměru zárodku jen velmi malá.

Spontánní nukleace má význam především při vzniku nerostů krystalizací z magmatu nebo lávy. Spontánní nukleaci z hydrotermálních roztoků se tvoří zárodky řady minerálů, které se podílejí na složení hydrotermálních žil (jde například o kalcit, dolomit, ankerit, fluorit, pyrit a chalkopyrit). Spontánní nukleací vytvořené zárodky mohou po dosažení určité velikosti klesat hydrotermálním roztokem a ukládat se na plochách dříve vytvořených krystalů – takto dochází například k pokrytí krystalů křemene tenkým povlakem složeným ze šupinek chloritu nebo k pokrytí krystalových ploch kalcitu jemným „popraškem“ pyritu nebo chalkopyritu.

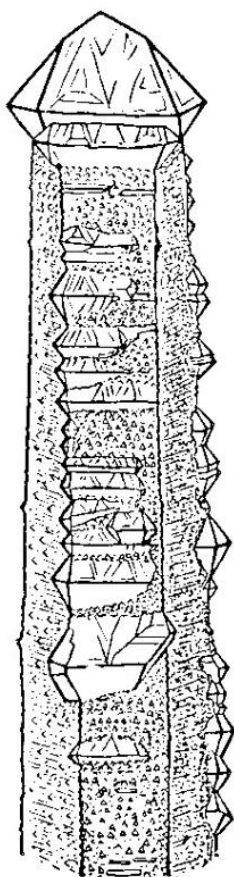


Obr. 25. Změna volné energie soustavy při nukleaci a následném růstu krystalu forsteritu z taveniny složením odpovídající forsteritu v závislosti na velikosti nuklea a krystalu při různém podchlazení taveniny (ΔT). Velikost kritického poloměru zárodku (r_K) při třech různých hodnotách podchlazení taveniny lze snadno odečíst. Křivky na obrázku byly sestaveny na základě výpočtů.

Často se zárodky krystalů tvoří na rozhraní dvou různých fází. Příkladem je **nukleace na povrchu kapaliny**, k níž dochází na hladině solných jezer a mořských zálivů. Odpařováním vody vzroste salinita povrchové vrstvy až na hodnotu, při níž je solanka přesycena například chloridem sodným. Na hladině solanky se tvoří zárodky krystalů halitu, jejichž dalším růstem vznikají větší individua a agregáty tohoto minerálu. Jiná příčina způsobuje nukleaci kalcitu na hladině jeskynních jezírek, jejichž voda obsahuje rozpuštěný $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Na hladině jeskynních jezírek dochází k úniku CO_2 , což vede k lokálnímu přesycení uhličitánem vápenatým a k nukleaci kalcitu. Následným růstem kalcitových zárodků se formují větší individua tohoto minerálu a jejich agregáty, které v podobě tenkého povlaku mohou pokrýt hladinu jezírka. Vznik kalcitu na hladině jeskynního jezírka vyjadřuje rovnice:

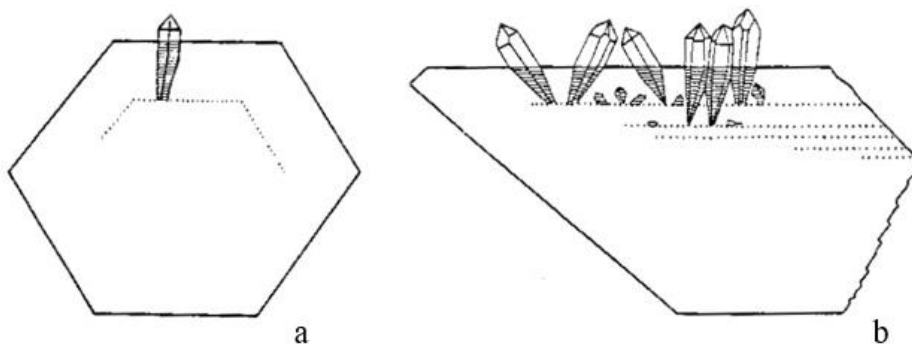


Spontánní vznik zárodků určitého minerálu je termodynamicky nevýhodný v soustavě, v níž již existují krystaly tohoto minerálu. V tomto případě dojde spíše k nukleaci na povrchu těchto krystalů, případně na jimi probíhajících trhlinách; centrem krystalizace se často stávají drobné úlomky téhož minerálu. K tomuto jevu běžně dochází například při vzniku hydrotermálních žil tvořených křemenem v horninách obsahujících křemen. Krystalizačními centry nezbytnými pro vznik relativně velkých zrn křemene v okrajových partiích žil jsou drobná křemenná zrna, která se nacházejí na okraji trhliny v hornině (později vyplněné žilnou mineralizací) a která jsou ve styku s hydrotermálním roztokem. Na obrázku 26 je znázorněn sloupcovitý krystal křemene, na jehož povrchu došlo k nukleaci a následnému vzniku mladších individuí křemene, která narůstají na podložní křemenný krystal v určité zákonité orientaci.



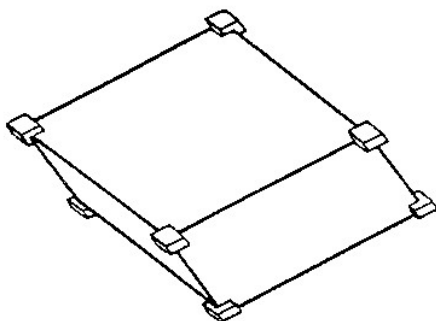
Obr. 26. Sloupcovitý krystal křemene, na nějž orientovaně narůstají mladší individua křemene (Grigorjev 1965).

Jak již bylo uvedeno, mohou se stát krystalizačním centrem nepatrné úlomky dříve vytvořených krystalů. V dutinách některých křemenných žil jsou relativně velké křemenné krystaly, na jejichž vrchních plochách narůstají drobné krystaly křemene mladší generace. Na obrázku 27a je znázorněn příčný řez velkým krystalem křemene, na jehož krystalovou plochu dopadl během jeho růstu nepatrný úlomek křemene, který se stal zárodkem pro růst krystalu mladší generace křemene. Pokud na povrch rostoucího krystalu křemene dopadne větší počet křemenných úlomků, může se vytvořit drúza krystalů křemene – takto vytvořená drúza je schematicky znázorněna na obrázku 27b, z něhož je zřejmé, že k dopadu úlomků křemene na plochu rostoucího křemenného krystalu došlo ve dvou různých obdobích.

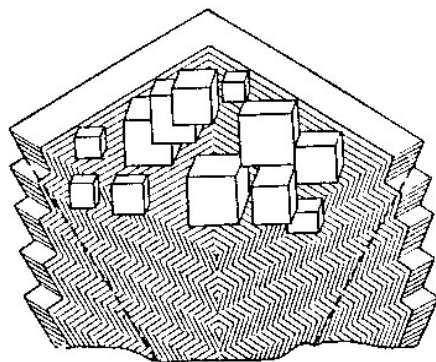


Obr. 27. Vznik krystalů křemene růstem drobných úlomků křemene, které dopadly na povrch rostoucího křemenného krystalu. Vysvětlení v textu.

Při vzniku krystalu určitého minerálu se může stát „zárodkem“ i krystal jiného nerostného druhu. V těchto případech dochází k narůstání jednoho minerálu na druhý, přičemž vzájemná orientace obou minerálů je zákonitá, určená jejich krystalovými strukturami. Zákonité narůstání jednoho minerálu na druhý se označuje jako **epitaxie** (případně **epitaxe**, **epitaktické narůstání**). Na obrázku 28 je znázorněn velký klenec rodochrozitu, na nějž v rozích epitakticky narůstají drobné klence dolomitu (rohy rodochrozitového krystalu se tedy staly krystalizačními centry dolomitu). Obrázek 29 znázorňuje epitaktické narůstání hexaedrů pyritu na krystal markazitu, obrázky 30 a 31 dokumentují epitaxii rutilu na hematitu, obrázek 32 epitaxii staurolitu na kyanitu. Ve všech uvedených případech jde o narůstání mladšího minerálu na krystaly staršího minerálu, jejichž růst byl již ukončen. Pokud růst obou minerálů v zákonité orientaci pokračuje, jde o **epitaktické prorůstání**, jehož příkladem je prorůstání křemene a ortoklasu na obrázku 33 – takto vzniká grafická (písmenková) struktura (obr. 34), charakteristická pro granitové pegmatity.



Obr. 28. Drobné krystaly (klence) dolomitu epitakticky narůstající na rozích velkého krystalu rodochrozitu.



Obr. 29. Drobné hexaedry pyritu epitakticky narůstající na krystalu markazitu.



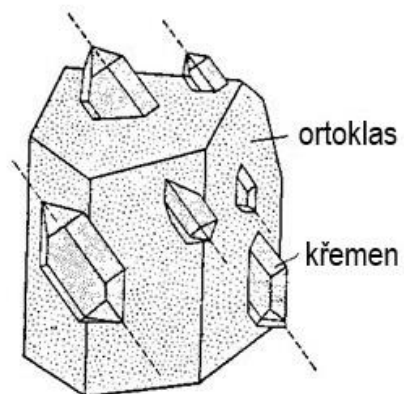
Obr. 30. Epitaktické narůstání rutilu (žlutý) na tabulku hematitu (černý); šířka snímku cca 45 mm. Novo Horizonte, Bahia, Brazílie. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 31. Orientované narůstání (epitaxie) jehlic rutilu na hematit; šířka snímku cca 40 mm. Novo Horizonte, Bahia, Brazílie. Foto: John H. Betts.



Obr. 32. Orientované narůstání (epitaxie) staurolitu (hnědý) na kyanit (světle modrý); šířka snímku cca 10 mm. Údolí řeky Chironico, Ticino, Švýcarsko. Foto: Dominik Schläfli.



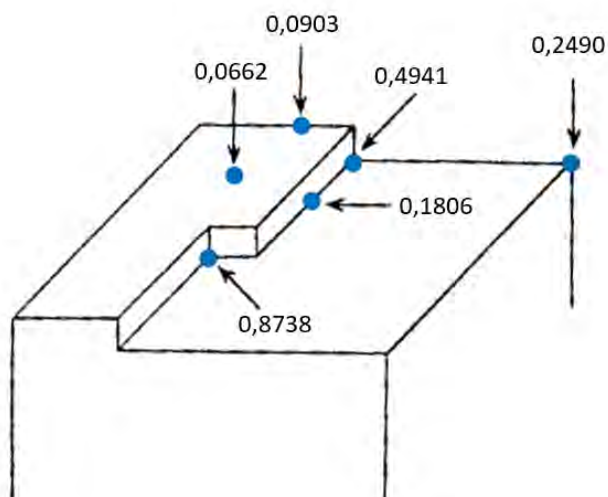
Obr. 33. Epitaktické prorůstání křemene a ortoklasu.



Obr. 34. Grafická (písmenková struktura) vznikající zákonitým prorůstáním křemene (na obrázku tmavě šedý – „záhnědovitý“) a draselného živce (ortoklasu) v pegmatitu; šířka snímku cca 150 mm (odhad). Brunswick, Maine, USA.
Foto: James St. John.

K růstu krystalu dochází připojováním stavebních částic k jeho povrchu. Lze rozlišit dva hlavní způsoby růstu: i) růst postupným přikládáním stavebních částic do souvislých vrstev na ideálně vyvinutých krystalových plochách, ii) spirálový růst krystalu.

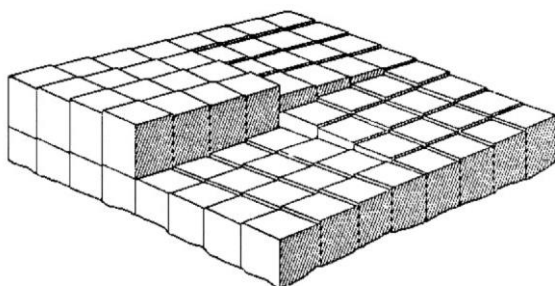
Teorie vysvětlující růst krystalu postupným připojováním částic do souvislých vrstev na ideálních krystalových plochách se často označuje jako Kosselova teorie, příp. jako teorie Kossela a Stranckho. Základem této teorie je poznatek, že během růstu krystalu z roztoku dochází nejen k připojování stavebních částic k jeho povrchu, ale vlivem tepelných pohybů též k odtrhávání částic již dříve připojených. Podle této teorie dochází ke vzniku nové vrstvy krystalu uložением stavebních částic na vhodném místě krystalové plochy. Připojení každé částice k povrchu krystalu je provázeno uvolněním určitého množství energie. Na obrázku 35 je znázorněn krystal halitu, na jehož vrchní ploše se formuje nová vrstva. Množství energie, které se uvolní připojením iontů do jedné ze šesti znázorněných pozic, je vyjádřeno relativními hodnotami. Předpokládejme nyní, že se k rostoucímu krystalu připojí další iont. Energeticky nejvýhodnějším místem pro jeho připojení je bod, v němž se uvolní největší množství energie. V našem případě jde o bod, v němž má množství uvolněné energie hodnotu 0,8738. Pro připojení iontu je energeticky nejméně výhodný bod s nejmenším množstvím uvolněné energie. Je to bod na povrchu rovné krystalové plochy (hodnota uvolněné energie je 0,0662). Pokud se iont připojí v tomto bodě, případně v analogickém bodě na povrchu krystalu, je velmi pravděpodobné, že vlivem tepelných kmitů dojde k jeho opětovnému odtržení.



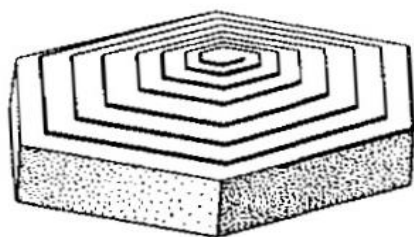
Obr. 35. Množství energie (v relativních hodnotách) uvolněné při připojení iontu na různá místa rostoucího krystalu halitu.

Představme si nyní, že máme ideálně vyvinutý krystal halitu se zcela „dokončenými“ krystalovými plochami (krystalové plochy jsou dokonale souvislé a nechybí v nich žádná stavební částice). K tomuto krystalu se má připojit stavební částice (tj. iont Na^+ nebo Cl^-). Existují tři typy bodů na povrchu krystalu, v nichž se tato částice může připojit: roh krystalu, krystalová hrana, krystalová plocha. Z obrázku 35 je zřejmé, že z energetického hlediska je nejvýhodnější připojení částice na roh, méně výhodné je připojení na hranu a ještě méně energeticky výhodné je připojení částice na plochu. Místo, v němž se na krystalovou plochu připojí první částice nové vrstvy, se označuje jako generativní bod (je jím zpravidla roh krystalu). V generativním bodě začíná formování nové vrstvy, neboť k částici připojené v tomto bodě se připojují další částice, protože takto dochází k uvolňování relativně velkého množství energie (srovnej hodnoty na obrázku 35). Dalším připojováním částic se postupně vytvoří zcela souvislá vrstva.

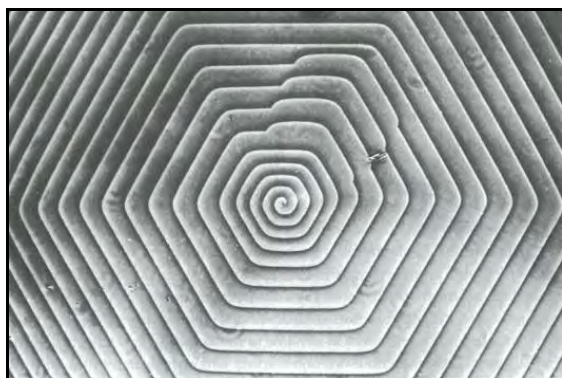
Spirálový růst krystalu vyžaduje přítomnost šroubových, příp. hranových dislokací v jeho struktuře (viz strana 31). Charakter plochy krystalu se šroubovou dislokací je schematicky znázorněn na obrázku 36. Připojováním stavebních částic do energeticky nejvýhodnějších pozic dochází k spirálovému růstu krystalové plochy (v případě krystalové plochy na obrázku 36 bude její růst neustále postupovat proti směru hodinových ručiček). Teorii spirálového růstu lze vysvětlit skutečností, že k růstu krystalu dochází i při minimálním přesycení roztoku, které je tak malé, že krystal nemůže růst v souladu s teorií Kossela (jen velmi malé přesycení roztoku neumožňuje založení nové vrstvy na ideálně vyvinuté krystalové ploše). Spirálový růst se projevuje tzv. růstovými spirálami na povrchu krystalových ploch (obr. 37 a 38).



Obr. 36. Schematické znázornění krystalové plochy se šroubovou dislokací.



Obr. 37. Růstová spirála na povrchu krystalu (idealizované schéma).



Obr. 38. Mikrofotografie růstové spirály na povrchu krystalu hexagonálního karbidu křemíku (syntetický SiC).

Zdroj:

www.phys.nthu.edu.tw/~spin/course/105F/Ch1-2-Tina.pdf

V průběhu růstu krystalu se k jeho povrchu postupně připojují stavební částice. To znamená, že centrální část krystalu je nejstarší, zatímco jeho povrchová vrstva je nejmladší. Částice, které se připojily k někdejšímu povrchu rostoucího krystalu v relativně krátkém časovém úseku, tvoří v krystalu určitou zónu.

Krystalizace nikdy neprobíhá za zcela konstantních podmínek. V průběhu krystalizace se mění řada fyzikálně chemických parametrů (teplota, tlak, chemické složení okolního prostředí atd.), a proto se jednotlivé zóny krystalu mohou od sebe lišit chemickým složením a strukturou (často jen zcela nepatrně).

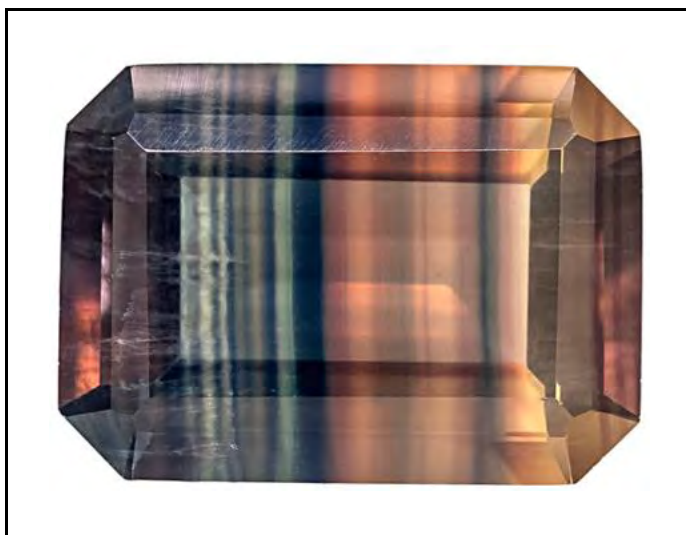
Zonální stavba krystalu může být pozorovatelná i makroskopicky, pokud se projevuje rozdílným zbarvením jednotlivých zón, tj. zonálním zbarvením. Velmi výrazné zonální zbarvení mívají například krystaly turmalínu, na nichž lze ve směru od centra krystalu k jeho okraji pozorovat sled například takto zbarvených zón: černá zóna (skoryl) – modrá zóna (indigolit) – zelená zóna (verdelit) – bezbarvá zóna (achroit) – růžová zóna (rubelit). Nutno poznamenat, že indigolit, verdelit, achroit a rubelit jsou různě zbarvené variety elbaitu (elbait je minerálem náležejícím do skupiny turmalínu). Výraznou barevnou zonálností krystalu elbaitu dokumentuje obrázek 39. Barevně zonální mohou být například také krystaly fluoritu (obrázky 40 a 41).



Obr. 39. Barevně zonální krystal elbaitu; šířka snímku cca 55 mm. Skardu Road, Gilgit District, Baltistan, Pákistán. Foto: John H. Betts.



Obr. 40. Barevně zonální krystaly fluoritu; šířka snímku 50 mm. Důl Minerva #1, Cave-in-Rock, Hardin County, Illinois, USA. Foto: John H. Betts.



Obr. 41. Osmiúhelníkový brus zhotovený z barevně zonálního fluoritu.
Foto: www.gemstones.com.

Poznámka

Ve výbrusech studovaných pomocí mikroskopu se zonální stavba krystalů někdy zřetelně projevuje díky rozdílným optickým vlastnostem různých zón (např. rozdílným pleochroismem, indexem světelného lomu nebo dvojlomem – vysvětlení těchto termínů je souboru „12-metody-výzkumu-minerálů-a-hornin.pdf“ na stranách 896 až 906). Ve výbrusech magmatických hornin lze často pozorovat zonální stavbu některých hlavních horninotvorných minerálů – například amfibolů, pyroxenů, olivínu a zejména plagioklasů, jejichž zonálnost je dána různým poměrem složek Ab a An v jednotlivých zónách krystalu (obr. 1792 v souboru souboru „12-metody-výzkumu-minerálů-a-hornin.pdf“). Nejlépe lze zonálnost krystalů prokázat chemickou analýzou jednotlivých zón (např. pomocí elektronové mikrosondy). Někdy je však nutno k prokázání zonálnosti použít speciální metody, jejichž příkladem může být sledování izotopového složení olova v různých zónách krystalu galenitu nebo sledování luminiscence vyvolané RTG-zářením například při studiu zonální stavby krystalů diamantu.

Zonální stavba krystalu může být makroskopicky pozorovatelná i díky heterogenním příměsím. Jde například o šupinky chloritu nebo hematitu v určitých zónách krystalů křemene. Krystaly křemene nebo jejich určité zóny mohou být těmito uzavřeninami výrazně zbarveny – přítomnost chloritu se obvykle projevuje zeleným zbarvením (obr. 42), jemné šupinky hematitu způsobují oranžové nebo červené zbarvení (obr. 43). V případě minerálů

hydrotermálního původu je jejich zonálnost často zvýrazněna zvýšenou koncentrací plynokapalných uzavření (tzv. fluidních inkluzí) v některých zónách krystalů. Například v krystalech křemene se přítomnost většího množství plynokapalných uzavření v určitých zónách projevuje jejich zakalením až mléčně bílým zbarvením, zatímco zóny s nepatrným množstvím těchto uzavření mohou být bezbarvé.



Obr. 42. Křemen zeleně zbarvený uzavřeními chloritu; šířka snímku 75 mm. Seriphos, Řecko.
Foto: Albert Russ.



Obr. 43. Křemen oranžově zbarvený uzavřeními hematitu; šířka snímku cca 140 mm. Dalnegorsk, Rusko.
Foto: Kevin Ward.

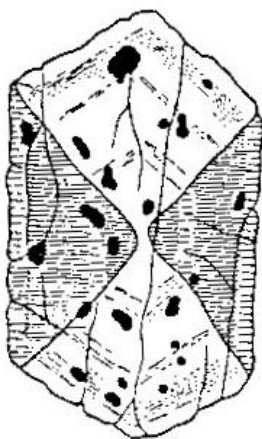
Při růstu krystalu dochází k připojování stavebních částic na plochách, hranách a rozích krystalu. Protože různé plochy, rohy a hrany mají různé vlastnosti, není složení určité zóny krystalu zcela totožné. Tímto způsobem vzniká při růstu krystalu sektorová stavba. Jednotlivé sektory se od sebe mohou lišit charakterem a množstvím izomorfních (diadochních) příměsí nebo mechanických (heterogenních) příměsí, povahou a množstvím dislokací apod. Růstem libovolné plochy krystalu postupně vzniká tzv. pyramida růstu (růstová pyramida). Počet pyramid růstu je totožný s počtem právě rostoucích krystalových ploch.

Ve výjimečných případech je sektorová stavba krystalů nápadná již makroskopicky. Příkladem jsou krystaly sádrovce s příměsí jílových částic, které byly při růstu krystalu přednostně zachycovány určitými plochami. Tím se v krystalech vytvořily pyramidy růstu (sektory) obohacené jílovými částicemi – tyto sektory svou morfologií často připomínají přesýpací hodiny, a proto se struktura takových krystalů označuje jako „struktura přesýpacích

hodin“. Tato struktura je nejlépe pozorovatelná na řezech proložených osou protilehlých růstových pyramid. Na obrázku 44 je krystal sádrovce se strukturou přesýpacích hodin, velikost uzavřenin v tomto případě odpovídá jílovým částicím až velmi drobným zrnům písku. Struktury přesýpacích hodin jsou poměrně časté v krystalech některých pyroxenů (například v krystalech augitu – viz schematický obrázek 45 a též obrázek 1791 v souboru „12-metody-výzkumu-minerálů-a-hornin.pdf“).

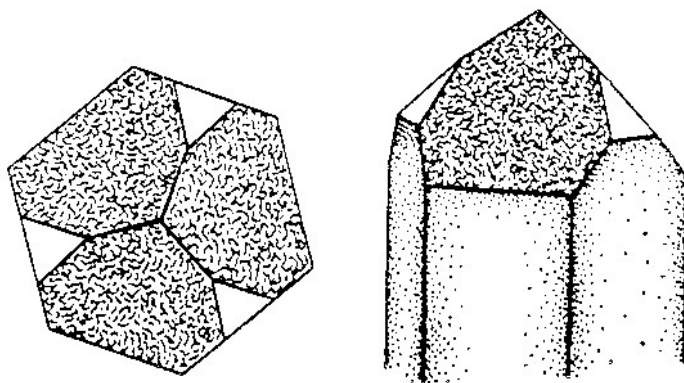


Obr. 44. Sektorová stavba krystalu sádrovce (struktura přesýpacích hodin); šířka snímku cca 28 mm. Great Salt Plains, Jet, Alfalfa County, Oklahoma, USA. Foto: Maggie Wilson.



Obr. 45. Sektorová stavba krystalu pyroxenu (augitu).

Rozdílnou absorpční schopností různých krystalových ploch křemene vzniká sektorová stavba ametystu. Fialové zbarvení této odrůdy křemene je způsobeno (alespoň v některých případech) heterogenní příměsí hematitu. Při růstu krystalu křemene (ametystu) se hematit přednostně ukládá na plochách tzv. pozitivního klence, na hranách mezi plochami prizmatu a také na hranách mezi prizmatickými plochami a plochami klence (obr. 46).



Obr. 46. Schematické znázornění vzniku sektorové stavby krystalu ametystu. Hematit (znázorněný černě) se během růstu krystalu ukládá jen na některých krystalových plochách.

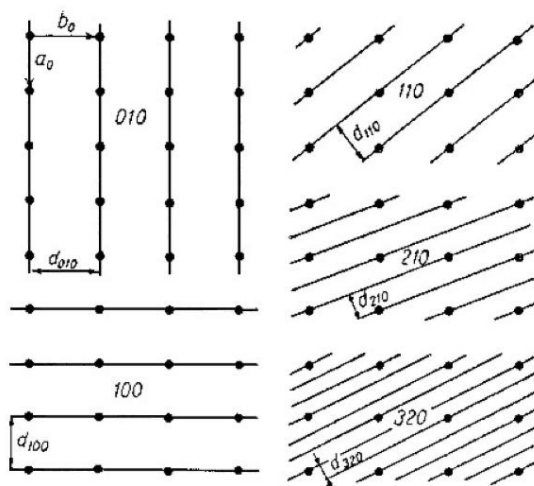
Výraznou sektorovou stavbu, která se projevuje různým zbarvením sektorů, mají některé krystaly topazu. Makroskopicky pozorovatelná sektorová stavba krystalů topazu je způsobena připojováním rozdílných izomorfních příměsí na různých plochách rostoucího krystalu. Izomorfní příměsí Fe^{3+} jsou některé růstové pyramidy (sektory) zbarveny růžově až růžově hnědě, zatímco jiné sektory jsou izomorfní příměsí Fe^{2+} zbarveny modře.

3.8. Rychlost růstu krystalu

Krystaly, které rostou volně například v kapalném prostředí nebo v plynu, samovolně přijímají tvar mnohostěnu, jehož plochy jsou vždy rovnoběžné s mřížkovými rovinami a jehož hrany jsou rovnoběžné s uzlovými přímkami. Avšak jen některé mřížkové roviny se projeví na vnějším tvaru krystalu jako krystalové plochy. Krystaly jsou zpravidla omezeny plochami, které odpovídají mřížkovým rovinám s vysokou retikulární hustotou (retikulární hustota je dána počtem uzlů mřížkové roviny na jednotku plochy – viz poznámka v rámečku). Vysoká retikulární hustota znamená krátké a pevné vazby se sousedními částicemi v mřížkové rovině. Částice na krystalových plochách s vysokou retikulární hustotou mají jen relativně malou volnou povrchovou energii. Rostoucí krystal má tendenci obklopit se plochami s nejnižší volnou povrchovou energií.

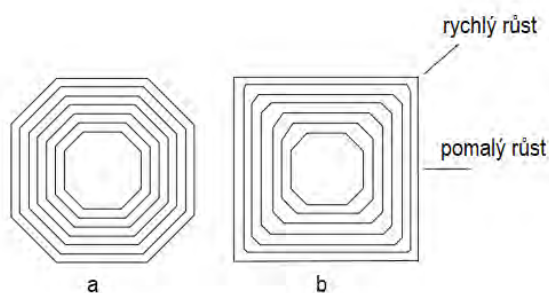
Poznámka

Mřížkové roviny s vysokou retikulární hustotou jsou obvykle roviny s nízkými indexy, jako například 100, 010, 001, 110 atd. Proto jsou plochy s nízkými indexy obvykle největšími plochami na krystalu. Plochy odpovídající mřížkovým rovinám s vyššími indexy a současně s nízkou retikulární hustotou (např. 210, 211, 321, 114 atd.) se na krystalech vyskytují jen zřídka jako hlavní plochy – pokud jsou tyto plochy na krystalech přítomny, jde v mnoha případech jen o relativně velmi malé plošky, které utínají rohy nebo hrany krystalu.



Retikulární hustota je přímo úměrná mezirovinné vzdálenosti d . Nejvyšší retikulární hustoty mají mřížkové roviny s nízkými indexy. (Nepřesně lze říci, že nízké indexy jsou ty, v nichž jsou dvě nuly a jednička nebo jedna nula a dvě nízké číslice.) Na připojeném obrázku je vyznačeno pět různých mřížkových rovin. Nejvyšší retikulární hustotu zde mají mřížkové roviny 010 a 100, nejnižší retikulární hustota je v případě mřížkové roviny 320.

Rychlost růstu krystalu lze charakterizovat rychlostí růstu jeho ploch, pod níž rozumíme velikost přírůstku na určité ploše ve směru k ní kolmém za jednotku času (rychlost růstu plochy je tedy dána mocností zóny přirostlé k dané ploše za jednotku času). Rychlost růstu krystalových ploch různých tvarů v určitém časovém intervalu je obecně různá (lze hovořit o anizotropii rychlosti růstu). Plochy s relativně velkou volnou povrchovou energií rostou relativně rychle. Proto jsou tyto plochy při růstu krystalu postupně zatlačovány plochami s relativně malou volnou povrchovou energií, tj. plochami s nižšími rychlostmi růstu. Zatlačování rychle rostoucích ploch na krystalu způsobuje, že se v průběhu růstu krystalu často snižuje počet ploch, které jej omezují (obr. 47).



Obr. 47. Schematické znázornění vlivu rozdílné rychlosti růstu krystalových ploch na morfologii krystalu. Na obrázcích jsou v řezu dvěma různými krystaly (a, b) vyznačena rozhraní jednotlivých růstových zón. V počátečním stadiu růstu má řez oběma krystaly charakter osmiúhelníka. Je-li rychlost růstu všech ploch stejná (a), geometrie krystalu se během růstu nemění (krystal se pouze zvětšuje). Při různé rychlosti růstu (b) rychleji rostoucí plochy postupně zanikají.

3.9. Polymorfie a polytypie

Na úrovni základní školy lze polymorfii označit za jev, kdy určitá chemická látka tvoří krystaly, které náleží do dvou nebo více soustav. Formulováno jinak: polymorfie je schopnost látky krystalizovat ve dvou nebo více soustavách. Krásným příkladem polymorfie pro žáky základní školy je dvojice grafit a diamant. Oba minerály mají shodné složení – jde o strukturně odlišné formy uhlíku, tedy chemické složení grafitu i diamantu lze vyjádřit značkou C. Řečeno jinak, grafit a diamant jsou dvě modifikace uhlíku. Obecně platí, že modifikace mají stejné chemické složení, ale odlišnou krystalovou strukturu. Tvoří-li látka dvě nebo více modifikací, pak je tato látka polymorfní. Jde-li právě o dvě modifikace, lze tuto látku označit jako dimorfní, jde-li o více než dvě modifikace, užíváme jedině termín polymorfní (tedy termín „trimorfní“ apod. neexistuje).

Postupme nyní z úrovně základní školy na vyšší „levl“ a definujme polymorfii přesněji. Polymorfie je jev, kdy jedna chemická sloučenina tvoří krystaly ve dvou nebo více prostorových grupách. Není cílem tohoto textu definovat prostorovou grupu. Nutno je však uvést, že existuje obrovské množství krystalických látek, které se liší svou krystalovou strukturou. Existuje však „pouze“ 230 typů symetrie krystalových struktur, které jsou ve strukturní krystalografii označovány jako prostorové grupy. Každá krystalická látka (nejen minerál) má pro ni charakteristikou krystalovou strukturu, která náleží k jedné z oněch 230 prostorových grup. Prostorové grupy se na základě určitých společných znaků seskupují do 32 bodových grup, označovaných v morfologické krystalografii jako krystalová oddělení. Tato krystalová oddělení vytvářejí 7 krystalových soustav. Z uvedeného plyne například to, že dvě modifikace jedné a téže látky mohou náležet do stejné krystalové soustavy nebo dokonce do stejného krystalového oddělení.

Termín polymorfie se týká sloučenin, tedy dvojice grafit a diamant není dobrým příkladem. Chceme-li být terminologicky zcela přesní, pak v případě sloučenin musíme termín „modifikace“ nahradit termínem „polymorfní modifikace“. Příkladem polymorfie jsou dvě polymorfní modifikace CaCO_3 (trigonální kalcit a rombický aragonit), dvě polymorfní modifikace FeS_2 (kubický pyrit a rombický markazit) a také tři polymorfní modifikace Al_2SiO_5 (rombický andaluzit, rombický sillimanit a triklinický kyanit).

Termín polymorfie by v souvislosti s modifikacemi prvků neměl být užíván. Analogický jev u prvků je označován jako **alotropie**. Modifikace v případě prvků by měly být terminologicky přesně označovány jako alotropické modifikace. Příkladem alotropie může být již výše zmíněná dvojice grafit a diamant. Zatímco diamant krystaluje v kubické soustavě, grafit je hexagonální nebo trigonální (v závislosti na polytypu – viz níže).

Poznámka

Je zcela běžné, že mineralogové termíny „polymorfní modifikace“ a „alotropická modifikace“ nepoužívají a nahrazují je obecným termínem „modifikace“. Tedy grafit a diamant jsou dvě modifikace uhlíku. Kalcit a aragonit jsou dvě modifikace uhličitanu vápenatého. U chemiků tato terminologická nepřesnost zpravidla vzbuzuje nelibost.

Polytypie je speciálním případem polymorfie. K polytypii může docházet ve vrstevnatých strukturách. Tyto vrstevnaté struktury jednotlivých minerálů jsou sestaveny ze shodných vrstev, které mohou být na sebe „naskládány“ různým způsobem. Obvykle se ve struktuře pravidelně opakují sekvence složené z určitého počtu vrstev. U jednoho a téhož minerálu tyto sekvence mohou mít různý charakter, tento minerál tedy může tvořit několik polytypů, které se určitým způsobem liší svou strukturou a které mohou náležet do různých krystalových soustav.

Polytypy se označují symboly, které jsou složeny z čísla udávajícího počet vrstev v sekvenci, velkého písmene vyjadřujícího krystalovou soustavu, do níž tento polytyp patří, a případně z čísla v dolním indexu, které slouží k odlišení dvou polytypů s drobnými odchylkami ve struktuře. Symboly polytypů mají obecně tvar nX , kde n udává počet vrstev tvořících jednu sekvenci (která se ve struktuře opakuje), X vyjadřuje krystalovou soustavu příslušným symbolem: A nebo TC = triklinická soustava, M = monoklinická soustava, OR nebo O = romboická soustava, Q nebo TT = tetragonální soustava, H = hexagonální soustava, T nebo R = trigonální soustava, C = kubická soustava.

Příkladem polytypie je grafit, u nějž existují polytypy grafit- $2H$ (hexagonální polytyp grafitu) a grafit- $3R$ (trigonální polytyp grafitu). Polytypie je typická pro silikáty s vrstevnatými strukturami (tzv. fylosilikáty), jejichž reprezentantem jsou slídy, například muskovit. U muskovitu jde o dva polytypy, označované jako muskovit- $2M_1$ a muskovit- $2M_2$ (tedy jde o dva monoklinické polytypy s nepatrným rozdílem ve struktuře). Uvedené příklady ukazují, že v symbolu polytypu by zkratka vyjadřující soustavu měla být psána kurzívou, často se to však nedodrží.

3.10. Fázové pravidlo a fázové diagramy

Fáze je homogenní část heterogenní termodynamické soustavy, která je od ostatních částí této soustavy oddělena rozhraním, v němž se vlastnosti soustavy mění nespojitě, tedy skokem. Fáze je část soustavy, která se od ostatních fází odlišuje fyzikálně a případně i chemicky. Různá skupenství vody jsou různé fáze i při stejném chemickém složení. Chemicky rozdílné látky pevného skupenství jsou považovány za různé fáze. Také vzájemně nemísitelné kapaliny jsou různé fáze (například soustava éter + voda má dvě fáze, neboť promícháme-li tyto dvě kapaliny v kádince, rychle se obě od sebe oddělí a vytvoří dvě samostatné vrstvy). Každá směs plynů je díky jejich povrchové neohraničenosti jen jednou fází. Za různé fáze je nutno považovat i různé polymorfní modifikace téže sloučeniny (např. aragonit a kalcit jsou dvě různé fáze o složení CaCO_3) a také různé alotropické modifikace téhož prvku (například grafit a diamant, nebo různé modifikace síry). Pevné fáze téhož chemického složení se

zpravidla označují řeckými písmeny α , β , γ atd., a to postupně od nejvyšeteplotních fází k těm nížeteplotním (toto pravidlo má však řadu výjimek – například vysokoteplotní křemen se označuje jako β -křemen, nízkoteplotní křemen jako α -křemen).

Podle počtu fází v soustavě rozlišujeme **homogenní soustavy**, které jsou tvořeny jen jednou fází, a **heterogenní soustavy**, které se skládají nejméně ze dvou fází. Homogenní soustavy se často označují jako jednofázové soustavy. Heterogenní soustavy jsou označovány jako vícefázové soustavy.

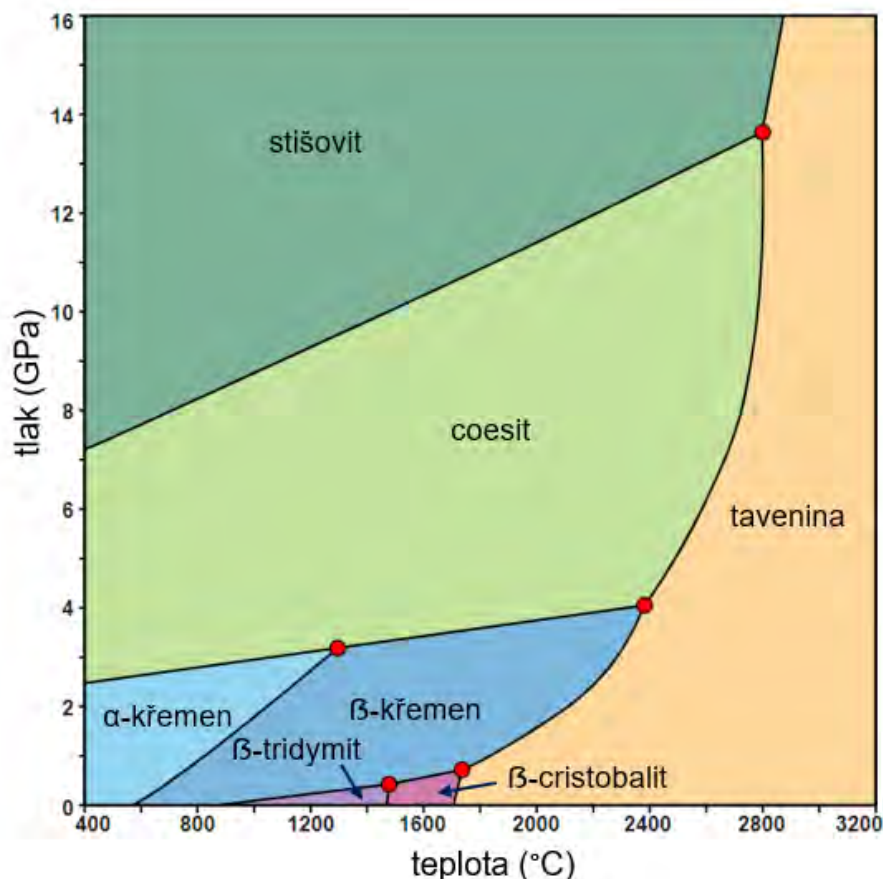
Chemické složení soustavy a všech fází v soustavě se vyjadřuje pomocí složek (komponent). **Složky** jsou jednotlivé chemické prvky, skupiny nebo sloučeniny, jejichž chemické vzorce jsou voleny tak, aby bylo možno vyjádřit složení všech fází v soustavě co nejmenším počtem složek. Pokud sledujeme jen určitou část soustavy, často dochází k situaci, že tato část soustavy obsahuje méně fází než celá soustava – v tomto případě lze k vyjádření chemického složení všech fází ve sledované části soustavy použít menšího počtu složek než k vyjádření chemického složení všech fází v celé soustavě (obvykle dochází i k tomu, že k popisu určité části soustavy volíme jiné složky než k popisu celé soustavy). Počet složek je jednou z hlavních charakteristik soustavy. Rozlišují se jednosložkové (unární), dvojsložkové (binární), trojsložkové (ternární) a vícesložkové (polykomponentní) soustavy, přičemž vícesložkové soustavy jsou tvořeny minimálně čtyřmi složkami. Příkladem jednosložkové soustavy je soustava znázorněná na obrázku 48, v níž dochází k polymorfním přeměnám SiO_2 , neboť složení všech fází ve vyobrazené části soustavy lze vyjádřit jedinou složkou s chemickým vzorcem SiO_2 . Podobně v části soustavy, v níž sledujeme vzájemné vztahy mezi kyanitem, sillimanitem a andalusitem (obr. 49), lze složení všech tří fází vyjádřit jen jedinou složkou s chemickým vzorcem Al_2SiO_5 – ve sledovaném úseku tedy jde opět o jednosložkovou soustavu a je zcela nevhodné vyjadřovat složení fází této soustavy jiným způsobem (například pomocí složek Al_2O_3 a SiO_2 nebo dokonce pomocí složek Al, Si a O). Příkladem dvojsložkové soustavy je systém tvořený složkami $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ a $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, charakterizovaný v souboru „06-genetická-mineralogie.pdf“, na stranách 663 až 665.

Pod pojmem **počet volností fázové asociace** rozumíme počet intenzitních stavových veličin (například tlak a teplota), které je možno v určitém rozpětí spojitě a nezávisle měnit, aniž se změní počet a druh fází rovnovážně koexistujících v dané asociaci. Podle počtu volností rozlišujeme **invariantní fázové asociace** (počet volností = 0), **univariantní fázové asociace** (počet volností = 1), **divariantní fázové asociace** (počet volností = 2), **trivariantní fázové asociace** (počet volností = 3) atd.

Fázové pravidlo (podle svého autora často označované jako Gibbsovo fázové pravidlo) udává vztah mezi počtem fází a složek v rovnovážné soustavě. Fázové pravidlo je vyjádřeno rovnicí $F + V = S + 2$, kde F = počet koexistujících fází, V = počet volností a S = počet složek. Fázové pravidlo tedy říká, že v rovnovážné soustavě je suma fází a volností rovna počtu složek zvětšenému o dvě.

Fázové diagramy jsou n -rozměrné geometrické útvary, do nichž jsou vyneseny rovnovážné fázové asociace (převážně stabilní, výjimečně i metastabilní) jako funkce stavových veličin – zpravidla jde o intenzitní stavové veličiny jako je tlak, teplota, aktivita, fugacita a dále o proměnné vyjadřující chemické složení. Způsob konstrukce a prezentace fázových diagramů je různý. Fázové diagramy jednosložkových soustav jsou poměrně jednoduché, neboť všechny rovnovážné fázové asociace lze znázornit plošným diagramem (jsou zde jen dvě proměnné stavové veličiny, z nichž jedna se vynáší na vodorovnou osu diagramu, druhá na svislou osu diagramu). Pro znázornění dvojsložkové soustavy potřebujeme trojrozměrný (prostorový) diagram, do nějž lze vynést již tři proměnné, tj. teplotu, tlak a poměrné zastoupení obou složek soustavy, které vyjádříme jediným molárním zlomkem. U trojsložkové soustavy může jít o čtyři proměnné (tlak, teplotu a dva molární zlomky).

Fázové diagramy složitých soustav se třemi a více proměnnými se vhodným způsobem redukuje nebo jsou rozděleny do několika grafů, které například vyjadřují příslušné závislosti při určité konstantní teplotě (jde o tzv. izotermální řezy) nebo při určité konstantní tlaku (jde o tzv. izobarické řezy) apod.



Obr. 48. Fázový diagram SiO_2 s poli stability různých modifikací SiO_2 a polem taveniny. Trojné body jsou zvýrazněny červeně. Zdroj: <https://www.science.smith.edu/~jbrady/petrology/igrocks-diagrams/unary/SiO2.php>. Upraveno.

Jednosložkové soustavy reprezentují různé skupenské stavy jedné složky nebo různé modifikace určité látky spolu s různými skupenskými stavy. Úplné fázové diagramy jednosložkových soustav jsou dvojrozměrné, jejich proměnnými jsou tlak a teplota.

Příkladem fázového diagramu jednosložkové soustavy je na obrázku 48 znázorněný fázový diagram SiO_2 . Tento diagram byl sestaven na základě experimentů, během nichž se při postupně měnící teplotě a postupně měnícím tlaku sledovalo, jaké fáze jsou za daných podmínek v soustavě SiO_2 přítomny. Pokud byly zjištěny dvě nebo i tři koexistující fáze, byl do grafu vynesena bod o souřadnicích odpovídajících hodnotám obou intenzitních veličin, tj. teploty a tlaku. Experimentálně bylo takto získáno velké množství bodů, jejichž spojením vznikly tzv. **univariantní křivky**, které jsou znázorněny na obrázku 48. Tyto křivky oddělují pole stabilit jednotlivých fází, například pole α -křemene a β -křemene. Z diagramu na obrázku 48 je zřejmé, že za teplot a tlaků obvyklých na zemském povrchu je jedinou stabilní modifikací SiO_2 α -křemen. Předpokládejme nyní, že jsme v prostředí, kde teplota a tlak odpovídají zhruba centrální části pole α -křemene. Velikost tlaku můžeme nyní měnit v určitém intervalu hodnot a stejně tak můžeme měnit v určitém intervalu i teplotu, aniž by došlo k fázové změně. Za výše uvedených termodynamických podmínek je v této soustavě stabilní jen jedna fáze. Jinak řečeno, i když to zní podivně, stabilní fázová asociace je tvořena

jednou fází. Je to dáno platností fázového pravidla, neboť v tomto případě $V = 2$ (jde o divariantní fázovou asociaci, protože v určitém rozpětí se zde nezávisle na sobě mohou měnit dvě intenzitní stavové veličiny), $S = 1$ (jde o jednosložkovou soustavu) a tudíž počet koexistujících fází (F) musí být roven 1. Všimněme si nyní univariantní křivky, která na obrázku 48 odděluje pole α -křemene a pole coesitu. Pokud bude teplota a tlak odpovídat libovolnému bodu, jenž leží na této křivce, bude fázová asociace tvořena α -křemenem a coesitem (tj. fázemi, jejichž pole stability tato křivka odděluje). Uvažujme teď čistě teoreticky: Máme-li fázovou asociaci α -křemen + coesit a chceme-li ji uchovat při změně jedné intenzitní veličiny (např. teploty), pak musíme určitým způsobem změnit i druhou stavovou veličinu (v našem případě tlak). Fázová asociace α -křemen + coesit tedy představuje univariantní fázovou asociaci (změna jedné intenzitní stavové veličiny vyžaduje určitou změnu druhé intenzitní stavové veličiny). I v tomto případě se projevuje platnost fázového pravidla: jde o univariantní fázovou asociaci ($V = 1$) v jednosložkové soustavě ($S = 1$), a proto je fázová asociace tvořena dvojicí fází ($F = 2$).

Na obrázku 48 je červeně vyznačeno pět trojných bodů. Ve fázových diagramech je **trojný bod** bodem, v němž se sbíhají tři univariantní křivky. To znamená, že na digramu se v trojném bodě stýkají tři pole stability. Čistě teoreticky tedy platí, že v trojném bodě (tj. za termodynamických podmínek odpovídajících trojnému bodu) mohou vedle sebe existovat v rovnováze tři fáze, například α -křemen + β -křemen + coesit. Jakákoli změna teploty, tlaku nebo obou veličin způsobí vymizení nejméně jedné fáze. Počet koexistujících fází v trojném bodě ($F = 3$) je v souladu s fázovým pravidlem, neboť $V = 0$ (invariantní fázová asociace) a $S = 1$.

Zcela v souladu s fázovým pravidlem v soustavě SiO_2 platí:

- i) za termodynamických podmínek, kdy je soustava divariantní (teplota a tlak odpovídají libovolnému bodu ležícímu v některém z polí stability), je stabilní jen jedna fáze,
- ii) za termodynamických podmínek, kdy je soustava univariantní (tlak a teplota odpovídají libovolnému bodu ležícímu na některé univariantní křivce), má stabilní fázová asociace dvě fáze,
- iii) za termodynamických podmínek, kdy je soustava invariantní (tlak a teplota odpovídají některému z trojných bodů), je stabilní fázová asociace tvořena trojicí fází.

Poznámky

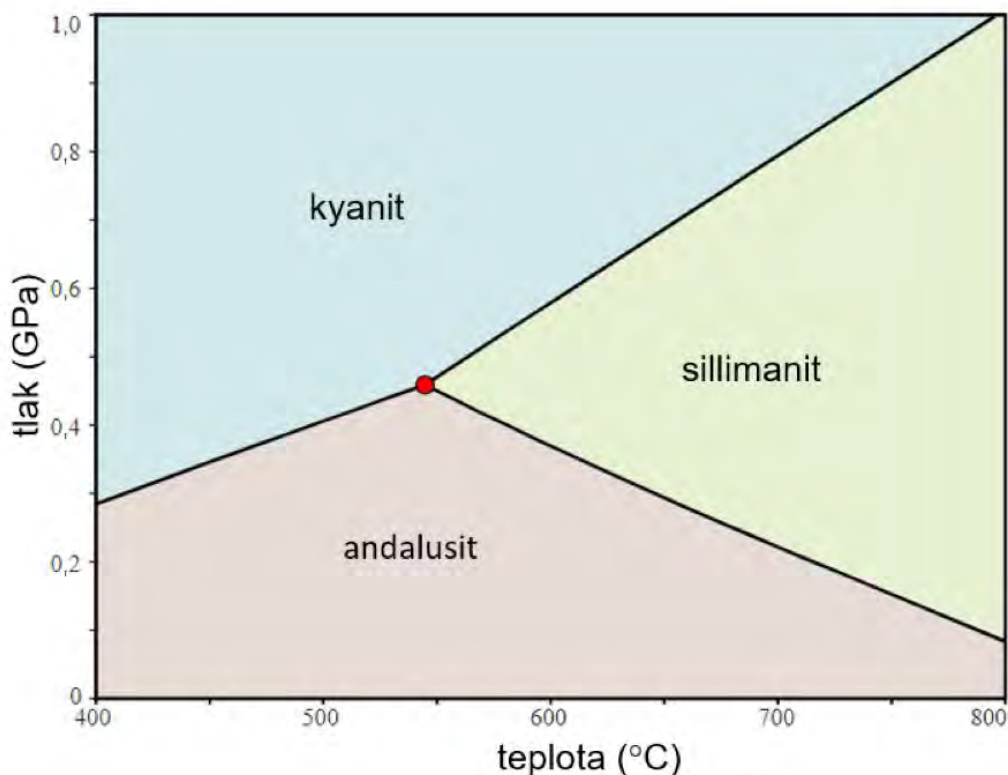
K fázovému diagramu soustavy SiO_2 je vhodné poznamenat, že při atmosférickém tlaku je α -křemen stabilní modifikací až do teploty 573°C , β -křemen je stabilní v teplotním intervalu 573 až 867°C , při vyšších teplotách je stabilní tridymit (existují modifikace α -tridymit a β -tridymit) a následně cristobalit (α -cristobalit a β -cristobalit). Při atmosférickém tlaku a při teplotě nad 1713°C je v soustavě SiO_2 stabilní tavenina.

V geologii se tlak uvádí v MPa, GPa nebo kbar. Platí, že $1 \text{ bar} = 100\,000 \text{ Pa} = 0,1 \text{ MPa}$
 $1 \text{ kbar} = 100 \text{ MPa} = 0,1 \text{ GPa}$

Velikost tlaku (přesně litostatického tlaku) v litosféře roste s hloubkou. Na bázi kontinentální kůry o obvyklé mocnosti 35 až 40 km je tlak cca 10 kbar , tj. cca 1 GPa . Z toho je zřejmé, že coesit a stišovit jsou stabilní za tlaků panujících v zemském pláští.

Na obrázku 49 je uveden výsek fázového diagramu Al_2SiO_5 , v němž jsou vyznačena pole stability kyanitu, andalusitu a sillimanitu, tj. tří strukturně odlišných modifikací Al_2SiO_5 . V metamorfitech se asociace kyanit+andalusit+sillimanit vyskytuje relativně často. Pokud jsme schopni prokázat, že tyto tři minerály vznikly současně a že v době vzniku byly

v rovnováze, můžeme tvrdit, že se hornina vytvořila za podmínek blízkých trojnému bodu. V termodynamickém modelu, z něhož byl odvozen diagram na obrázku 49, jsou parametry trojného bodu následující: teplota 545 °C, tlak 0,46 GPa.



Obr. 49. Fázový diagram Al_2SiO_5 s poli stability kyanitu, andalusitu a sillimanitu. Trojný bod je zvýrazněn červeně. Zdroj: <https://www.science.smith.edu/~jbrady/petrology/igrocks-diagrams/unary/Al2SiO5.php>. Upraveno.

3.11. Chemické vzorce minerálů

V literatuře se lze setkat s různými typy chemických vzorců minerálů, jimž je dobré porozumět. Existují tři hlavní typy chemických vzorců minerálů: i) idealizovaný vzorec, ii) idealizovaný vzorec s vyjádřením izomorfie, iii) krystalochemický (empirický) vzorec (to již bylo uvedeno v souboru „03-mineralogie-zaměření-a-rozdělení.pdf“, na straně 7, včetně základní charakteristiky těchto tří typů vzorců). V podkapitolách 3.3 a 3.5 je uveden způsob vyjadřování náboje (mocností) iontů (str. 23) a jejich koordinačního čísla (str. 25 a 26). Všechny podstatné informace k chemickým vzorcům minerálů jsou obsaženy v následujícím přehledu. Krystalochemickým vzorcům a metodám jejich výpočtu je věnována následující podkapitola 3.12. Základní informace k chemickým vzorcům minerálů:

1. Většina minerálů patří mezi anorganické sloučeniny. V levé části jejich chemického vzorce jsou uvedeny kationty (kationtová část vzorce), v pravé části jsou anionty (aniontová část vzorce).
2. Aniontová část vzorce může být uzavřena do hranaté závorky. V některých případech je tato hranatá závorka víceméně zbytečná, v jiných ale zpřehledňuje vzorec. Například vzorec kalcitu lze zapsat jako CaCO_3 nebo $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, vzorec zirkonu jako ZrSiO_4 nebo $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$.

Na příkladu zirkonu lze dobře dokumentovat význam hranaté závorky. Mineralog ví (nebo spíše „měl by vědět“), že zirkon patří mezi silikáty. „Nemineralog“ by se však na základě

vzorce ZrSiO_4 mohl domnívat, že zirkon je oxid zirkonia a křemíku. Vzorec $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ jasně vyjadřuje, že v aniontové části je silikátová skupina $[\text{SiO}_4]^{4-}$ a že tedy zirkon patří mezi silikáty. Z toho vzorce je zřejmé, že ve struktuře zirkonu jsou samostatné (nezávislé) křemíko-kyslíkové tetraedry, a proto zirkon patří mezi tzv. nesosilikáty.

Ve strukturách silikátů mohou být tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$ přítomny jako samostatné (navzájem jsou spojeny vnějšími kationty do krystalové struktury – případě výše uvedeného zirkonu jsou navzájem spojeny Zr^{4+}) nebo tyto tetraedry mohou být sdílením kyslíku ve vrcholech spojeny do dvojic (pak jde o tzv. sorosilikáty), různých cyklů (tzv. cyklosilikáty), řetězců (tzv. inosilikáty), vrstev (tzv. fylosilikáty) nebo trojrozměrných koster (tzv. tektosilikáty). V cyklech, řetězcích, vrstvách nebo trojrozměrných kostrách může být centrální atom křemíku v některých tetraedrech nahrazen atomem hliníku. Takové silikáty se označují přesněji jako alumosilikáty. V případě chemických vzorců silikátů (včetně alumosilikátů) je uzavírání aniontové části vzorce do hranaté závorky nezbytné u komplikovaných struktur, v nichž jsou kromě různých typů seskupení křemíko-kyslíkových (případně hliníko-kyslíkových) tetraedrů přítomny ještě tzv. doplňkové anionty, například O^{2-} , OH^- , Cl^- , CO_3^{2-} atd. Následuje pět příkladů, které dokumentují způsob řazení aniontů a aniontových skupin ve vzorcích. Nejprve jsou v hranaté závorce uvedeny jednoduché doplňkové anionty, nakonec typické silikátové skupiny, navzájem oddělované svislými čarami, které zpřehledňují vzorec:

i) vzorec epidotu $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$ vyjadřuje, že jde o sorosilikát (pro nějž je typická dvojice tetraedrů $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$), v jehož struktuře jsou i nezávislé tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$ a jako doplňkové anionty kyslík a hydroxylová skupina,

ii) vzorec cordieritu $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_2\text{Si}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}]$ vyjadřuje, že jde o alumosilikát, náležející strukturně mezi cyklosilikáty (s šestičetnými kruhy tetraedrů, dva tetraedry v šestičetném kruhu mají v centru hliník), v jehož krystalové struktuře jsou přítomny i atomy hliníku a křemíku, které však nejsou součástí tetraedrů vázaných do kruhu (cyklu),

iii) vzorec skorylu $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3\text{Al}_6[(\text{OH}, \text{F})|(\text{OH}, \text{O})_3|(\text{BO}_3)_3|\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ vyjadřuje, že jde o borosilikát (jako doplňkový aniont je přítomna borátová skupina BO_3^{3-}), náležející strukturně mezi cyklosilikáty (s šestičetnými kruhy tetraedrů), doplňkovým aniontem je také hydroxylová skupina, substituovaná fluorem nebo kyslíkem,

iv) vzorec eastonitu $\text{KMgAl}_2[(\text{OH})_2|\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ vyjadřuje, že jde o alumosilikát, strukturně náležející mezi fylosilikáty, doplňkovým aniontem je hydroxylová skupina, hliník je ve struktuře minerálu přítomen jako součást vrstev tetraedrů (v centru jedné poloviny tetraedrů je křemík, v centru druhé poloviny tetraedrů je hliník) i jako kationt mezi vrstvami tetraedrů,

v) vzorec mejonitu $\text{Ca}_4[\text{CO}_3|\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]$ vyjadřuje, že jde o alumosilikát, strukturně náležející mezi tektosilikáty, doplňkovým aniontem je karbonátová skupina.

Zcela analogickým způsobem se hranatá závorka uplaňuje v chemických vzorcích kyslíkatých nesilikátových sloučenin, v jejichž struktuře jsou aniontové skupiny (např. karbonátová, borátová, sulfátová, fosfátová apod.). Příkladem může být vzorec fluorapatitu $\text{Ca}_5[\text{F}(\text{PO}_4)_3]$, z něhož je zřejmé, že jde o Ca-fosfát s doplňkovým fluorovým aniontem.

3. Náboj iontů (mocenství) mineralogové obvykle vyjadřují za chemickou značkou prvku arabskou číslicí v horním indexu, za níž je znaménkem plus nebo minus vyjádřen kladný nebo záporný náboj iontu (kladný náboj u kationtu, záporný u aniontu). Mocenství je v chemickém vzorci minerálu uváděno jedině v případech, kdy je to opodstatněné. Často má význam vyjádřit mocenství železa. Příkladem mohou být výše uvedené vzorce epidotu, cordieritu nebo skorylu. S vyjadřováním mocenství v chemických vzorcích je spojen jeden formální problém, jenž může být prezentován na příkladu magnetitu. Složení magnetitu lze vyjádřit vzorcem Fe_3O_4 . Železo je ve struktuře magnetitu přítomno jako dvojmocné i trojmocné. Tuto skutečnost nejlépe vyjadřuje vzorec, který je někdy zapsán jako

$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, jindy jako $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. Autor této publikace preferuje první alternativu, druhá mu připadá poněkud nelogická.

4. Je-li to nutné nebo smysluplné, lze ve vzorci minerálu vyjádřit i koordinační číslo iontu, a to buď římskou číslicí v horním indexu za značkou chemického prvku, nebo arabskou číslicí v hranaté závorce v horním indexu za značkou prvku (viz strana 25 a 26). Příkladem je vzorec andalusitu $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{V}}\text{SiO}_5$ nebo $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}\text{SiO}_5$, případně zapsaný jako $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{V}}[\text{O}|\text{SiO}_4]$ nebo $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}[\text{O}|\text{SiO}_4]$. Je vhodné preferovat uvedení koordinačního čísla arabskou číslicí v hranaté závorce (zdůvodnění je na straně 26).

5. Izomorfní zastupování je v idealizovaných vzorcích minerálů vyjádřeno tak, že zastupující se prvky jsou uzavřeny okrouhlými závorkami, přičemž značky těchto prvků musí být odděleny čárkami, za nimiž se nedělají mezery. Příkladem mohou být již výše uvedené vzorce epidotu, cordieritu a skorylu. Izomorfní zastupování je zcela běžným jevem, určitý chemický prvek může být ve struktuře substituován i značným počtem jiných chemických prvků. Při tvorbě idealizovaných vzorců s naznačenou substitucí je proto vhodné držet se zásady, že „méně znamená více“. Jak tuto poznámku chápat? Není účelné uvádět všechny prvky, které se v minerálu mohou vyskytovat jako izomorfní příměs. Obzvláště v učebnici má smysl ve vzorci vyjádřit jen ty izomorfní příměsi, které jsou kvantitativně významné. Příkladem může být sfalerit, jehož idealizovaný vzorec je ZnS . Zinek ve struktuře sfaleritu může být substituován železem, manganem, kadmíem, indiem, galliem nebo rtutí (a případně i dalšími kovy), síra ve struktuře sfaleritu může být substituována selenem nebo kyslíkem. Pokud bychom uvedené substituce vyjádřili ve vzorci, pak by vzorec sfaleritu byl $(\text{Zn},\text{Fe},\text{Mn},\text{Cd},\text{In},\text{Ga},\text{Hg})(\text{S},\text{Se},\text{O})$. Tento vzorec není chybný, avšak je poněkud nepřehledný, a může být i matoucí. Z uvedených izomorfních příměsí je ve sfaleritu v relativně vysoké koncentraci obvykle přítomno pouze železo, obsahy ostatních příměsí jsou zpravidla řádově nižší (samozřejmě mohou existovat výjimky!). Proto se v učebnicích mineralogie vzorec sfaleritu uvádí jako ZnS nebo $(\text{Zn},\text{Fe})\text{S}$, o příměsích, které mohou být někdy zajímavé i ekonomicky, je možno učinit zmínku v textu.

6. Ve vzorcích minerálů se můžeme setkat se značkou REE. Jde o zkratku z anglického „rare earth elements“, tj. česky „vzácné zemin“ nebo „prvky skupiny vzácných zemin“. V souboru „03-mineralogie-zaměření-a-rozdělení.pdf“ (v rámečku na straně 10) lze o této skupině prvků najít nejzákladnější informace, včetně upozornění na jisté rozdíly ve významu zkratky REE v textu a v chemickém vzorci. Ve vzorci minerálu zkratka REE vyjadřuje prvky skupiny vzácných zemin s atomovými čísly 57 až 71, tedy lanthan, cer, praseodym, neodým, promethium, samarium, europium, gadolinium, terbiu, dysprosium, holmium, erbium, thulium, ytterbium a lutecium. Se značkou REE se můžeme setkat například v obecném vzorci minerálů monazitové řady $\text{REE}[\text{PO}_4]$. Příměs prvků skupiny vzácných zemin ve struktuře titanitu je vyjádřena ve vzorci $(\text{Ca},\text{REE})(\text{Ti},\text{Al},\text{Fe}^{3+})[(\text{O},\text{OH},\text{F})|\text{SiO}_4]$.

7. Ve vzorci minerálu lze vyjádřit i neobsazenost strukturní pozice, tj. vakanci. V chemických vzorcích minerálů se vakance označuje prázdným čtverečkem (jde o „prázdné místo“ ve struktuře). Příkladem je vzorec kankrinitu $(\text{Na},\text{Ca},\square)_8[(\text{CO}_3,\text{SO}_4)_2](\text{AlSiO}_4)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

3.12. Krystalochemické vzorce a postup jejich výpočtu

Krystalochemické (empirické) vzorce udávají počet atomů jednotlivých prvků v určité (reprezentativní) části krystalové struktury. Izomorfní zastupování prvků vyjadřujeme v krystalochemickém vzorci jejich uzavřením v okrouhlé závorce, přičemž u každého prvku uvádíme počet jeho atomů, a to zpravidla na dvě desetinná místa. Za touto závorkou by měla být uvedena suma atomů zastupujících se prvků. Značky zastupujících se chemických prvků a k nim se vztahující číselné údaje nejsou v krystalochemických vzorcích oddělovány čárkami – viz krystalochemický vzorec granátu na posledním řádku strany 54.

Výpočet krystalochemického vzorce se provádí z výsledku kvantitativní chemické analýzy, a to obvykle na základě určité znalosti struktury analyzovaného minerálu (např. v podrobnější učebnici systematické mineralogie zjistíme vzorec minerálu s naznačeným izomorfním zastupováním prvků nebo využijeme databázi IMA). Výsledky chemických analýz minerálů se vyjadřují v hmotnostních procentech. Při výpočtu krystalochemického vzorce je nutno tato hmotnostní procenta převést na atomové kvocienty, které udávají počet atomů jednotlivých prvků. V následujících odstavcích jsou prezentovány postupy výpočtu atomových kvocientů a vytvoření krystalochemického vzorce pro dvě chemicky rozdílné skupiny minerálů: i) minerály třídy elementů, třídy sulfidů (a analogických sloučenin) a třídy halogenidů (v této skupině minerálů jsou tedy elementy a nekyslíkaté sloučeniny), ii) minerály náležející mezi kyslíkaté sloučeniny (například oxidy, karbonáty, fosfáty a silikáty).

V případě nekyslíkatých sloučenin jsou výsledky chemických analýz minerálů obvykle uvedeny v hmotnostních procentech jednotlivých prvků. Při výpočtu atomového kvocientu určitého prvku se obsah tohoto prvku zjištěný chemickou analýzou (v hmot. %) dělí jeho atomovou hmotností. Postup výpočtu atomových kvocientů a sestavení krystalochemického vzorce lze ukázat na příkladu sfaleritu. Na straně 52 již bylo uvedeno, že sfalerit s idealizovaným vzorcem ZnS obsahuje řadu izomorfních příměsí zastupujících zinek, z nichž nejběžnější je železo, avšak zinek může být substituován i manganem, kadmiiem, indiem... – toto izomorfní zastupování zinku ve struktuře sfaleritu lze vyjádřit vzorcem $(\text{Zn,Fe,Mn,Cd,In})\text{S}$.

Výsledek kvantitativní chemické analýzy sfaleritu je uveden v 1. sloupci tabulky 2. (Suma uvedených prvků je 100,67 %, což svědčí o určité chybě při analýze nebo o nepřesnosti použité analytické metody.) Atomové hmotnosti stanovených prvků zjistíme v literatuře ($\text{Zn} = 65,37$, $\text{Fe} = 55,85$, $\text{Cd} = 112,40$, $\text{Mn} = 54,94$ a $\text{S} = 32,06$) a provedeme výpočet atomových kvocientů, tj. obsah prvku dělíme jeho atomovou hmotností (například u zinku jde o $63,77 : 65,37 = 0,9755$), výsledky jsou uvedeny v 2. sloupci tabulky 2. Nyní již známe počty atomů jednotlivých prvků v krystalochemickém vzorci, a bylo by již možno tento vzorec napsat. Vidíme však, že v idealizovaném vzorci ZnS je 1 atom síry, zatímco v našem krystalochemickém vzorci by bylo 1,0197 atomu S. Je proto vhodné provést přepočet zjištěných atomových kvocientů tak, aby jejich vzájemný poměr zůstal zachován, avšak aby v krystalochemickém vzorci byl přesně 1 atom síry. Tento přepočet lze provést tak, že hodnotu 1 (tj. požadovaný počet atomů síry) dělíme hodnotou 1,0197 (tj. vypočteným atomovým kvocientem síry). Tak získáme určitý faktor, jehož hodnota je v našem případě 0,9807. Tímto faktorem násobíme atomové kvocienty uvedené ve sloupci 2, a získáme tak nové atomové kvocienty (sloupec 3), které po zaokrouhlení na tři desetinná místa (sloupec 4) můžeme použít k sestavení krystalochemického vzorce, v němž vyjádříme i sumu atomů, jež se vzájemně zastupují. Výsledný krystalochemický vzorec analyzovaného sfaleritu je $(\text{Zn}_{0,957}\text{Fe}_{0,061}\text{Cd}_{0,005}\text{Mn}_{0,002})_{1,025}\text{S}_{1,000}$. Zaokrouhlení na tři desetinná místa bylo provedeno proto, že při obvyklém zaokrouhlení na dvě desetinná místa by v našem krystalochemickém vzorci nebylo možno vyjádřit obsah manganu.

Tab. 2. Postup výpočtu krystalochemického vzorce sfaleritu. Vysvětlení v textu.

	1	2	3	4
Zn	63,77	0,9755	0,9567	0,957
Fe	3,49	0,0625	0,0613	0,061
Cd	0,60	0,0053	0,0052	0,005
Mn	0,12	0,0022	0,0022	0,002
S	32,69	1,0197	1,0000	1,000

V případě kyslíkatých sloučenin jsou výsledky chemických analýz obvykle vyjadřovány v hmotnostních procentech oxidů jednotlivých prvků, přičemž však celkový obsah kyslíku zpravidla není stanovován. Při výpočtu krystalochemického vzorce nejdříve vypočteme molekulární kvocienty jednotlivých oxidů. Z nich potom odvodíme atomové kvocienty jednotlivých prvků. Dále je postup v podstatě shodný s tím, jenž byl dokumentován na příkladu sfaleritu.

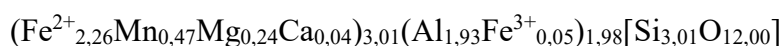
Tab. 3. Postup výpočtu krystalochemického vzorce granátu. Vysvětlení v textu.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,73	0,6112	1,2224	0,6112	3,0074	3,01
Al ₂ O ₃	19,99	0,1961	0,5883	0,3922	1,9298	1,93
Fe ₂ O ₃	0,83	0,0052	0,0156	0,0104	0,0512	0,05
FeO	33,00	0,4593	0,4593	0,4593	2,2600	2,26
MnO	6,79	0,0957	0,0957	0,0957	0,4709	0,47
MgO	1,95	0,0484	0,0484	0,0484	0,2382	0,24
CaO	0,51	0,0091	0,0091	0,0091	0,0448	0,04
H ₂ O ⁻	0,03	Σ=2,4388				

$$f = 12 : 2,4388 = 4,9205$$

Postup výpočtu krystalochemického vzorce kyslíkaté sloučeniny lze ukázat na příkladu minerálu ze skupiny granátu. U granátů dochází k velmi rozsáhlému izomorfnímu zastupování. Obecný vzorec granátu může být zapsán ve formě $R^{2+}_3R^{3+}_2[SiO_4]_3$, kde R^{2+} jsou dvojmocné kationty jako Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} a Ca^{2+} , jako R^{3+} jsou v tomto vzorci označeny trojmocné kationty, reprezentované Al^{3+} a Fe^{3+} .

Výsledek chemické analýzy granátu je uveden v 1. sloupci tabulky 3. Jako H₂O⁻ se ve výsledku chemické analýzy uvádí ztráta vlhkosti sušením vzorku při teplotě do 105 °C, a proto při výpočtu krystalochemického vzorce H₂O⁻ vynecháme (suma oxidů je 99,83 %, což naznačuje, že analýza je zřejmě velmi dobrá). Z obsahu jednotlivých oxidů vypočteme jejich molekulární kvocienty (molekulární kvocient je roven obsahu oxidu v hmotnostních procentech dělenému molekulovou hmotností tohoto oxidu). Z molekulárních kvocientů, jež jsou uvedeny ve sloupci 2, vypočteme kvocienty kyslíku (sloupec 3) a kvocienty kationtů (sloupec 4). Kvocient kyslíku určitého oxidu je roven molekulárnímu kvocientu tohoto oxidu násobenému počtem atomů kyslíku v jeho vzorci. Kvocient kationtu v určitém oxidu je analogicky roven molekulárnímu kvocientu tohoto oxidu násobenému počtem kationtů ve vzorci oxidu. To znamená, že v případě dvojmocných kationtů je kvocient kyslíku roven kvocientu kationtu, a ten je roven molekulárnímu kvocientu příslušného oxidu. Součtem hodnot ve 3. sloupci tabulky zjistíme sumu kvocientů kyslíku, která je v našem případě 2,4388. Víme, že v obecném vzorci granátu je celkem 12 atomů kyslíku. Proto provedeme přepočet kvocientů kyslíku a kvocientů kationtů tak, aby suma kvocientů kyslíku byla 12 (a ne oněch nám nevyhovujících 2,4388). V našem případě kvocienty všech kationtů násobíme faktorem (číslem), jehož hodnota je 12 děleno 2,4388, tedy 4,9205. Kvocienty kationtů násobené tímto faktorem jsou uvedeny ve sloupci 5. Údaje ve sloupci 5 zaokrouhlíme na dvě desetinná místa (sloupec 6). Nyní můžeme sestavit krystalochemický vzorec, v němž v souladu s obecným vzorcem granátu sloučíme do jedné skupiny dvojmocné kationty a do druhé skupiny trojmocné kationty:



V aniotové části vzorce je v hranaté závorce uveden celkový počet atomů křemíku a celkový počet atomů kyslíku. V našem krystalochemickém vzorci granátu tedy neprovádíme rozepsání na tři tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Obecně platí, že pokud jsou ve struktuře silikátu přítomny samostatné (nezávislé) křemíko-kyslíkové tetraedry a také různá seskupení křemíko-kyslíkových (případně hliníko-kyslíkových) tetraedrů, je toto vše ve vzorci sumarizováno, tj. v hranaté závorce se objeví $\text{Al}_x\text{Si}_y\text{O}_z$, kde x, y a z jsou atomové kvocienty (x udává počet atomů Al v centru tetraedrů).

4. Morfologická krystalografie

Drtivá většina minerálů patří mezi krystalické látky (výjimkou je například opál nebo rtuť). Krystalová individua však nemusí být omezena krystalovými plochami. Spíše ojediněle se v přírodě setkáváme s relativně velkými krystaly, na nichž lze již makroskopicky pozorovat jednotlivé krystalové plochy, a jen zcela výjimečně se tyto krystaly svou morfologií podobají vyobrazením v učebnicích morfologické krystalografie nebo modelům užívaným při její výuce.

Individua omezená vlastními krystalovými plochami mohou vznikat jen tam, kde mají ke svému růstu dostatek volného prostoru. V omezeném prostoru obvykle vzniká velké množství krystalů současně, a proto si při svém růstu navzájem překáží. Za těchto podmínek vytvořená individua jsou krystalovými plochami omezena jen nedokonale nebo se na nich krystalové plochy nevyskytují vůbec. Seskupení takových individuí se označuje jako krystalický agregát. Krystalické agregáty představují nejčastější formu výskytu minerálů v přírodě.

Morfologická krystalografie se zabývá morfologií krystalů, tj. jejich vnějším tvarem. Morfologie krystalu je sice odrazem jeho struktury, avšak do značné míry bývá ovlivněna podmínkami, za nichž docházelo k jeho vzniku a postupnému růstu. Při studiu morfologické krystalografie je nutno začít nejprve s ideálně vyvinutými krystaly. Při výuce ve školách jsou využívány modely ideálních krystalů zhotovené z lepenky, umělé hmoty (např. plexiskla), v případě malých modelů i ze dřeva.

4.1. Prvky omezení krystalu

Ideální krystaly jsou omezeny ideálně rovnými plochami. Vzájemně sousedící plochy se stýkají v krystalových hranách. Krystalové plochy a hrany se sbíhají v krystalových rozích. Za krystalový roh nepovažujeme jen vrchol krystalového mnohostěnu (tj. bod, v němž se sbíhají krystalové plochy a hrany), ale i přilehlou část povrchu krystalu, aby bylo zřejmé, jaké plochy se v rohu stýkají a jaký je způsob jejich styku. Zcela obdobně pod pojmem krystalová hrana rozumíme nejen vlastní hranu (tj. úsečku), ale i k této hraně přilehlou část krystalových ploch, které se zde sbíhají.

Poznámka

Pokud má někdo rád matematiku, tak jej určitě potěší Eulerova rovnice, která se týká vztahu mezi počtem ploch, hran a rohů na krystalu. Eulerovu rovnici lze zapsat jako $P + R = H + 2$, kde P = počet ploch, R = počet rohů a H = počet hran na krystalu. Tato rovnice obecně platí jen pro jednotlivé krystaly (monokrystaly), neplatí pro některé srostlice krystalů (například některé typy dvojčat). Platnost rovnice lze snadno doložit například na krychli. Nemáme-li krychli, stačí k tomu krabíčka zápalek nebo kostka cukru (u všech tří objektů $P = 6$, $R = 8$, $H = 12$).

4.2. Souměrnost krystalů, krystalová oddělení

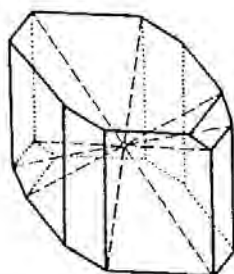
Souměrnost patří k nejdůležitějším vlastnostem krystalů. Na drtivě většině ideálně vyvinutých krystalů lze pozorovat pravidelné opakování určitého motivu (krystalových ploch, hran, rohů). Toto opakování je odrazem souměrného uspořádání základních stavebních jednotek v krystalové struktuře. Plochy, hrany nebo rohy, které se na krystalu pravidelně opakují, se označují jako stejnocenné. Operace, které umožňují převádět morfologické prvky krystalu do stejnocenných pozic, se nazývají **operace souměrnosti**. V morfologické krystalografii existují čtyři základní typy operací souměrnosti:

- i) inverze (promítnutí přes střed),
- ii) zrcadlení,
- iii) rotace (otočení),
- iv) rotace spojená s inverzí (otočení plus promítnutí přes střed).

Jako **prvek souměrnosti** se označuje geometrické místo bodů, podle něhož lze provést operaci souměrnosti. Výše uvedeným čtyřem typům operací souměrnosti odpovídají čtyři typy prvků souměrnosti:

- i) střed souměrnosti,
- ii) rovina souměrnosti,
- iii) osa souměrnosti,
- iv) inverzní osa souměrnosti.

Střed souměrnosti je bod v centru krystalu, podle něhož lze provést inverzní zobrazení jedné plochy do protiplochy, která je s výchozí plochou stejnocenná. Inverzí tedy z jedné plochy vzniká dvojice navzájem rovnoběžných ploch. Na obrázku 50 je znázorněn krystal chalkantitu (modré skalice), který má ve svém centru střed souměrnosti – je zřejmé, že zobrazený krystal je omezen šesti dvojicemi navzájem rovnoběžných stejnocenných ploch.



Obr. 50. Krystal chalkantitu (modré skalice) se středem souměrnosti.

Rovina souměrnosti je plocha procházející středem krystalu, která ztotožňuje dvě stejnocenné plochy pomocí zrcadlení. Rovina souměrnosti tedy dělí krystal na dvě zrcadelně stejné poloviny. Krystal sádrovce na obrázku 51 je souměrný podle předozadně orientované roviny souměrnosti, která je v krystalu zvýrazněna šrafováním. Krystal může mít maximálně devět rovin souměrnosti.



Obr. 51. Krystal sádrovce s vyznačenou rovinou souměrnosti.

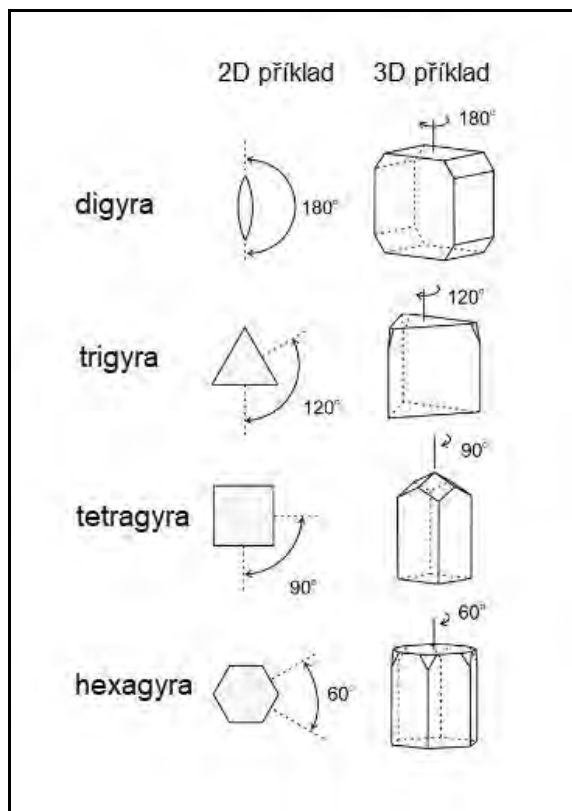
Osa souměrnosti (označovaná též jako **gyra**) prochází středem krystalu. Otáčením kolem této osy o 360° převádíme krystal několikrát do pozice stejnocenné s výchozí pozicí. Podle toho, kolikrát přejde krystal při otočení o 360° do stejnocenné pozice, rozlišujeme dvojčetnou, trojčetnou, čtyřčetnou a šestičetnou osu souměrnosti. Četnost osy je dána poměrem $360^\circ/\alpha$, kde α je nejmenší úhel pootočení, při němž dojde k převedení krystalu z výchozí pozice do pozice stejnocenné s výchozí pozicí.

Dvojčetná osa souměrnosti se označuje též jako **digyra** (obr. 52). Úhel otočení $\alpha = 180^\circ$. Krystal může mít maximálně 6 dvojčetných os souměrnosti (digyr).

Trojčetná osa souměrnosti se označuje též jako **trigyra** (obr. 52). Úhel otočení $\alpha = 120^\circ$. Krystal může mít maximálně 4 trojčetné osy souměrnosti, trigyru ale jen jedinou. Čtyři uvedené trojčetné osy nejsou trigyry, ale jde o inverzní trigyroidy (viz poznámka v rámečku na straně 58).

Čtyřčetná osa souměrnosti se označuje též jako **tetragyra** (obr. 52). Úhel otočení $\alpha = 90^\circ$. Krystal může mít maximálně 3 čtyřčetné osy souměrnosti (tetragyry).

Šestičetná osa souměrnosti se označuje též jako **hexagyra** (obr. 52). Úhel otočení $\alpha = 60^\circ$. Krystal může mít maximálně 1 šestičetnou osu souměrnosti (hexagyru).

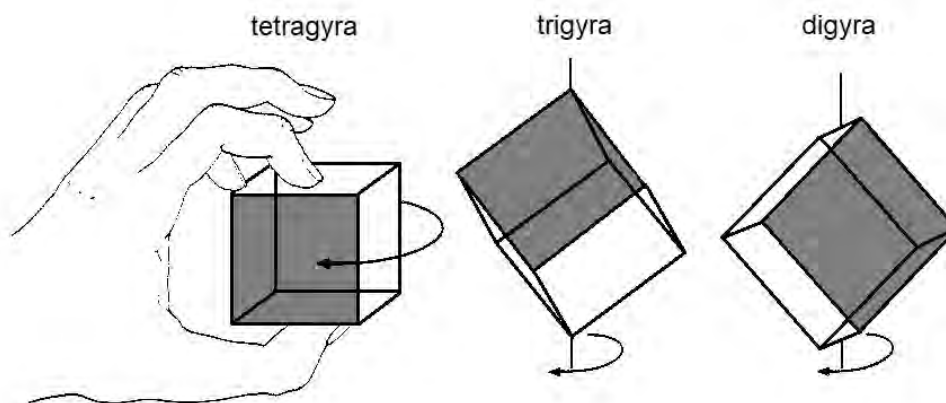


Obr. 52. Schematické znázornění os souměrnosti na příkladech v 2D a 3D.

Upraveno podle:

<https://opengeology.org/Mineralogy/10-crystal-morphology-and-symmetry>.

Na krystalu mohou být současně přítomny gyry různých četností. Na obrázku 53 je znázorněn krystal ve tvaru krychle. Uchopíme-li jej dvěma prsty za středy protilehlých ploch, můžeme jej otočením ve směru šipky o 90° převést do pozice stejnocenné s výchozí pozicí. Středy dvou protilehlých ploch tedy vystupuje tetragyra (krychle má celkem tři tetragyry). Otočením o 120° kolem osy vystupující protilehlými rohy převádíme krychli do pozice stejnocenné s výchozí pozicí. Protilehlými rohy krychle tedy prochází trojčetná osa (krychle má čtyři trojčetné osy – viz poznámka v následujícím rámečku). Otočením o 180° kolem osy, která prochází středy dvou protilehlých hran, převádíme krychli do pozice stejnocenné s výchozí. Středy protilehlých hran tedy procházejí digyry (krychle má 6 digyr).



Obr. 53. Na základní škole lze žákům předvést tetragyry, trigyry a digyry na modelu krychle, avšak s vědomím určité „nepřesnosti“ v případě trigyry, která však žákům určitě nebude vadit (komentář je uveden v připojeném rámečku).

Poznámka

Na úrovni základní školy lze tetragyru, trigyru a digyru snadno demonstrovat na krychli. Tetragyry jsou tři a procházejí vždy středy protilehlých ploch. Digyr je šest a procházejí středy protilehlých hran. Krychle má čtyři trojčetné osy, které procházejí protilehlými rohy. Pokud ale budeme krystalograficky přesní, pak tyto trojčetné osy nejsou trigyrami (jak je například uvedeno na obrázku 53), ale jde o inverzní trigyroidy (viz následující text). Pokud při výuce ve škole používáme jen české (a nepřesné) označení os souměrnosti jako dvojčetná osa, trojčetná osa..., pak nerozlišujeme mezi gyrami a inverzními gyroidy, a tak problém se správným pojmenováním trojčetných os zjištěných v symetrii krychle na ZŠ vlastně neexistuje.

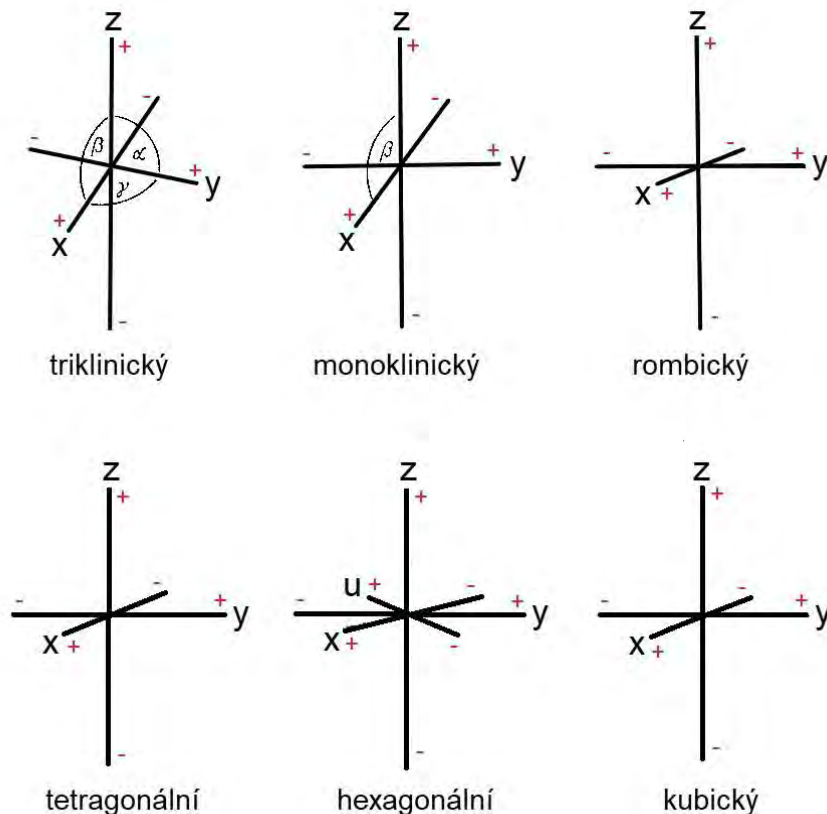
Inverzní osa souměrnosti, označovaná též jako **inverzní gyroida**, je složeným prvkem souměrnosti. Odpovídá složené operaci souměrnosti, při níž dochází současně k rotaci a inverzi. Úhel otočení může být 360° (jednočetná inverzní osa souměrnosti neboli inverzní monogyroida, která je identická se středem souměrnosti), 180° (dvojčetná inverzní osa souměrnosti neboli inverzní digyroida), 120° (trojčetná inverzní osa souměrnosti neboli inverzní trigyroida), 90° (čtyřčetná inverzní osa souměrnosti neboli inverzní tetragyroida) nebo 60° (šestičetná inverzní osa souměrnosti neboli inverzní hexagyroida).

Výše uvedené prvky souměrnosti se na krystalech obvykle vyskytují v určitých kombinacích, které nejsou nahodilé, nýbrž zákonité. Existuje 31 různých kombinací prvků souměrnosti a také existují krystaly, které jsou asymetrické. Krystaly tedy můžeme rozdělit podle jejich souměrnosti do 32 skupin, které označujeme jako **krystalová oddělení**. Tato krystalová oddělení lze na základě podobnosti symetrie sloučit do sedmi krystalových soustav. Každá krystalová soustava má tzv. **holoedrické (plnoploché) oddělení**, které má maximální možnou symetrii v dané soustavě.

4.3. Krystalové osní kříže, Weissovy, Millerovy a Miller-Bravaisovy symboly, jednoduché krystalové tvary a spojky

K vyjádření polohy krystalových ploch v prostoru je nutno zvolit vhodný souřadný systém, který se označuje jako **krystalový osní kříž**. Pro všech sedm krystalových soustav používáme šest typů krystalových osních křížů (obr. 54). Pět typů krystalových osních křížů je tvořeno třemi krystalografickými osami, které se protínají v jediném bodě. Tyto krystalografické osy se označují písmeny x , y a z . Osa x je předozadní, osa y je pravolevá, osa z je vertikální (svislá). Střed osního kříže dělí každou osu na dvě poloosy, z nichž jedna je kladná a druhá záporná. Osa x je kladná vpředu a záporná vzadu, osa y je kladná vpravo a záporná vlevo,

osa z je kladná nahore a záporná dole. Úhly mezi osami osního kříže se označují jako α (úhel mezi osami y a z), β (úhel mezi x a z) a γ (úhel mezi x a y). Názvy trojosých osních křížů jsou následující: triklinický (trojklonný) osní kříž, monoklinický (jednoklonný) osní kříž, rombický (kosočtverečný) osní kříž, tetragonální (čtverečný) osní kříž a kubický (krychlový) osní kříž. Každý z této pětky osních křížů je určen pro jednu krystalovou soustavu (triklinickou, monoklinickou, rombickou, tetragonální a kubickou).



Obr. 54. Krystalové osní kříže.

Šestý krystalový osní kříž je tvořen čtyřmi osami. Nazývá se hexagonální (šesterečný) osní kříž (obr. 54). Čtvrtá krystalografická osa tohoto osního kříže probíhá předozadně, označuje se písmenem u a je středem osního kříže půlena na dvě poloosy, přičemž kladná poloosa směřuje od středu osního kříže dozadu, záporná poloosa směřuje dopředu. Hexagonální osní kříž se používá v hexagonální a trigonální soustavě.

Plochy krystalu vytínají na osách osního kříže určité úseky (parametry), které se v případě trojosých osních křížů obecně označují jako a , b a c , přičemž úsek a je vytínán na ose x , úsek b na ose y , úsek c na ose z . Velikostí úseku (parametru) rozumíme vzdálenost od středu osního kříže k průsečíku krystalografické osy s danou krystalovou plochou (na kladných poloosách mají velikosti úseků kladnou hodnotu, na záporných poloosách zápornou). Absolutní délky úseků jsou samozřejmě na různě velkých krystalech téhož minerálu různé, avšak poměr úseků na osách osního kříže je již pro každou krystalovou plochu charakteristický a nezávislý na velikosti krystalu.

Jako trojúseková plocha je označována krystalová plocha, která vytíná na všech třech krystalových osách trojosého kříže úseky konečné délky. Trojúseková plocha, která se často vyskytuje na různých krystalech téhož minerálu a která bývá vzhledem k ostatním trojúsekovým plochám na krystalu relativně velká, určuje **základní poměr parametrů**. Základní poměr parametrů má obecnou formu $a : b : c$. Například orientace nejběžnější

a zpravidla největší trojúsekové plochy na krystalu rombické síry (obr. 55) odpovídá základnímu poměru $a : b : c = 0,813 : 1 : 1,903$. (Při udávání základního poměru $a : b : c$ je proveden přepočten velikosti jednotlivých úseků tak, aby velikost úseku b byla jednotková.) Krystaly různých látek krystalujících v rombické soustavě se liší poměrem $a : b : c$. Pokud jde o velikost meziosních úhlů α , β a γ , pak u všech látek krystalujících v rombické soustavě musí být tyto úhly pravé.

Základní poměr parametrů společně s hodnotami úhlů, které spolu svírají osy krystalografického osního kříže, představuje významnou informaci o morfologii krystalů každého minerálu. Základní poměr parametrů společně s hodnotami meziosních úhlů se obecně označuje termínem **krystalové osní elementy**. Krystalové osní elementy jsou pro krystaly každého minerálu charakteristické, i když se mohou mírně měnit v závislosti na teplotě a tlaku, výrazněji však v závislosti na chemickém složení (to se týká zejména minerálů variabilního složení, například členů izomorfních řad).

Poznámka

Pozorný čtenář patrně zaregistroval, že na obrázku 54 jsou tři krystalové osní kříže nakresleny shodně (rombický, tetragonální a kubický – všechny tři jsou trojosé, krystalové osy jsou navzájem kolmé), liší se však velikostí úseků, které na osách vytíná plocha se základním poměrem parametrů. V tomto rámečku je proto uvedena úplná charakteristika všech šesti osních křížů, doplněná o krystalové osní elementy.

Triklinický osní kříž je trojosý. Všechny tři meziosní úhly jsou tupé. Trojúseková plocha základního tvaru vytíná na osách osního kříže různě dlouhé úseky, což lze vyjádřit zápisem $a \neq b \neq c \neq a$. Krystalové osní elementy, jimiž se liší různé látky krystalující v triklinické soustavě, jsou dány poměrem $a : b : c$ a hodnotami meziosních úhlů α , β a γ .

Monoklinický osní kříž je tvořen třemi osami. Meziosní úhly α a γ jsou pravé, úhel $\beta > 90^\circ$. Trojúseková plocha základního tvaru vytíná na osách osního kříže různě dlouhé úseky, což vyjadřuje zápis $a \neq b \neq c \neq a$. Různé látky krystalující v monoklinické soustavě se liší poměrem $a : b : c$ a hodnotou úhlu β .

Rombický osní kříž je trojosý. Všechny meziosní úhly jsou pravé. Trojúseková plocha základního tvaru vytíná na osách osního kříže různě velké úseky, což vyjadřuje zápis $a \neq b \neq c \neq a$. Krystalové osní elementy, jimiž se odlišují různé látky krystalující v rombické soustavě, jsou dány poměrem $a : b : c$.

Tetragonální osní kříž je tvořen trojicí navzájem kolmých os. Osy x a y jsou stejnocenné, což znamená, že velikost parametrů na těchto osách je stejná. Proto se parametr na ose x označuje jako a_1 a parametr na ose y jako a_2 . Vztah mezi velikostí úseků na osách osního kříže lze vyjádřit zápisem $a_1 = a_2 \neq c$ nebo zkráceně jako $a \neq c$ (neboť víme, že velikost úseků na osách x a y je stejná). Krystalové osní elementy, které umožňují charakterizovat jednotlivé látky krystalující v tetragonální soustavě, jsou dány poměrem $a : c$.

Hexagonální osní kříž je tvořen čtyřmi osami. Osy x , y a u jsou stejnocenné; jejich kladné (nebo záporné) poloosy svírají úhel 120° . S vertikální osou z svírají osy x , y a u pravý úhel. Parametry na osách x , y a u se označují jako a_1 , a_2 a a_3 . Vždy platí, že $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$, což lze vyjádřit zkráceně jako $a \neq c$. Hexagonální osní kříž se používá pro krystaly náležející do hexagonální nebo trigonální soustavy (v případě trigonální soustavy je kříž redukován „odstraněním“ záporných poloos x , y a u). Krystalové osní elementy, které jsou charakteristické pro různé látky krystalující v hexagonální nebo trigonální soustavě, jsou dány poměrem $a : c$.

Kubický osní kříž je tvořen trojicí navzájem kolmých os. Všechny tři osy osního kříže jsou stejnocenné a velikosti úseků na osách x , y a z jsou tedy stejné – úsek na ose x se označuje jako a_1 , úsek na y jako a_2 a úsek na z jako a_3 , přičemž platí, že $a_1 = a_2 = a_3$. Krystalové osní elementy, jimiž by se odlišovaly různé látky krystalující v kubické soustavě, neexistují.

Pomocí krystalové plochy se základním poměrem parametrů lze vyjádřit orientaci všech dalších ploch na krystalu. Úseky všech dalších ploch získáme násobením základních parametrů tzv. odvozovacími čísly. Tato odvozovací čísla mohou být pouze racionální – jde zpravidla o malá, kladná nebo záporná celá čísla (1, 2, 3, ..., -1, -2, -3, ...) nebo o ∞ . Obecně jsou odvozovací čísla označována jako m , n a p , přičemž m udává počet parametrů a vyřazených určitou plochou na ose x , n udává počet parametrů b na ose y , p udává počet parametrů c na ose z . Pozici odvozené plochy lze potom vyjádřit poměrem $m.a : n.b : p.c$, přičemž u odvozené plochy nesmí být alespoň jedno z odvozovacích čísel rovno jedné. Uvedený poměr se nazývá **Weissův symbol**.

V současnosti se místo Weissova symbolu používá **Millerův symbol**. Millerův symbol je odvozen z Weissova symbolu. Je to v podstatě poměr reciprokých hodnot m , n a p , přičemž se tyto reciproke hodnoty převádějí na nejmenšího společného jmenovatele, jenž se v Millerově symbolu neuvádí (vše bude objasněno na příkladech!). Obecně má Millerův symbol formu hkl , přičemž číslo h je odvozeno z m , číslo k je odvozeno z n a číslo l je odvozeno z p Weissova symbolu. Pokud je m , n nebo p ve Weissově symbolu rovno nekonečnu, objevuje se v Millerově symbolu na jemu odpovídajícím místě číslice nula. Nutno poznamenat, že h , k a l v Millerově symbolu mohou mít zápornou hodnotu. To se vyjadřuje znaménkem mínus, které je uvedeno nad příslušnou číslicí (tedy jde o nadtržítka). Vzhledem k tomu, že tento text byl zpracován ve formátu Word, v němž umístění znaménka mínus nad číslicí způsobuje určité komplikace, je v textu celé této publikace znaménko minus uváděno před příslušnou číslicí (formálně je to špatně). Zdánlivě složitý způsob převodu Weissova symbolu na Millerův symbol je zřejmý z následujících jedenácti příkladů:

	Weissův symbol plochy	reciproke hodnoty odvozovacích čísel	reciproke hodnoty odvozovacích čísel převedené na společného jmenovatele	Millerův symbol plochy
1.	$a : b : c$	1/1, 1/1, 1/1	1/1, 1/1, 1/1	(111)
2.	$2a : b : 3c$	1/2, 1/1, 1/3	3/6, 6/6, 2/6	(362)
3.	$a : b : 4c$	1/1, 1/1, 1/4	4/4, 4/4, 1/4	(441)
4.	$2a : 2b : c$	1/2, 1/2, 1/1	1/2, 1/2, 2/2	(112)

(Ve všech čtyřech uvedených příkladech jde o trojúsekové plochy utínající všechny tři osy osního kříže v jejich kladných částech. Symboly uvedených ploch čteme jako „jedna jedna jedna“, „tři šest dva“, „čtyři čtyři jedna“ a „jedna jedna dva“.)

5.	$a : b : -2c$	1/1, 1/1, -1/2	2/2, 2/2, -1/2	(22-1)
6.	$-3a : -2b : c$	-1/3, -1/2, 1/1	-2/6, -3/6, 6/6	(-2-36)

(V těchto příkladech plocha utíná jednu nebo dvě osy v záporné části. V symbolu se proto objeví znaménko „mínus“. Čteme: „dva dva mínus jedna“ a „mínus dva mínus tři šest“.)

7.	$\infty a : b : c$	1/ ∞ , 1/1, 1/1	0, 1/1, 1/1	(011)
8.	$-2a : \infty b : 3c$	-1/2, 1/ ∞ , 1/3	-3/6, 0, 2/6	(-302)

(V těchto příkladech jde o dvojúsekové plochy, tj. plochy rovnoběžné s jednou ze tří os osního kříže – v 7. příkladu jde o plochu rovnoběžnou s osou x , v 8. příkladu o plochu rovnoběžnou s osou y . Čteme: „nula jedna jedna“ a „mínus tři nula dva“.)

9.	$\infty a : \infty b : c$	1/ ∞ , 1/ ∞ , 1/1	0, 0, 1/1	(001)
10.	$\infty a : -b : \infty c$	1/ ∞ , -1/1, 1/ ∞	0, -1/1, 0	(0-10)

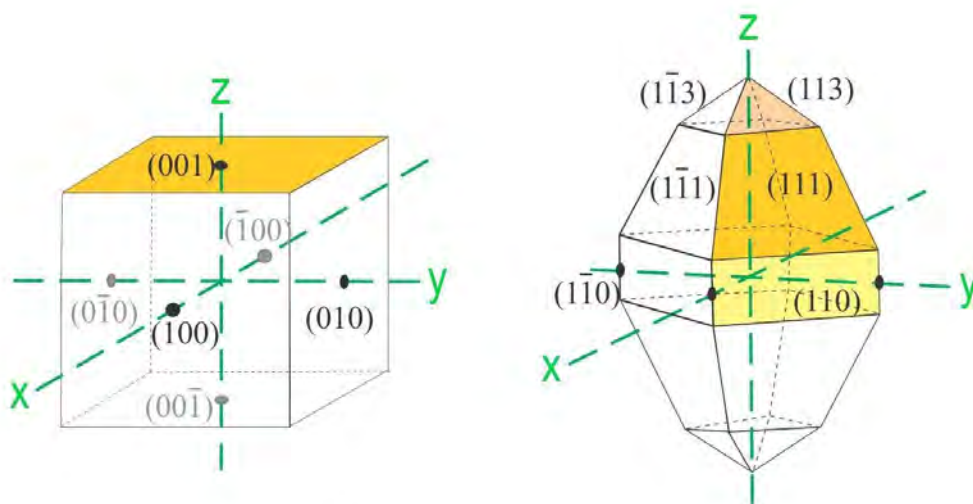
(V těchto příkladech jde o jednoúsekové plochy, tj. plochy, které v konečné délce utínají jen jednu ze tří os osního kříže. Čteme: „nula nula jedna“, „nula mínus jedna nula“.)

11.	$4a : 3b : c$	1/4, 1/3, 1/1	3/12, 4/12, 12/12	(3.4.12)
-----	---------------	---------------	-------------------	----------

(Pokud je některá z hodnot h , k a l Millerova symbolu dvojmístná, oddělujeme hodnoty h , k a l tečkami. Čteme: „tři čtyři dvanáct“.)

Jak již bylo zmíněno, Millerovy symboly mají obecně formu hkl . Často se tyto symboly uvádějí v závorkách, jejichž typ udává, co konkrétní symbol vyjadřuje. Pokud Millerův symbol napíšeme v okrouhlé závorce, jde o symbol plochy. Obecný Millerův symbol plochy je tedy (hkl) . V mineralogické literatuře jsou však Millerovy symboly ploch někdy uváděny bez závorek; téměř vždy se takto zjednodušeně označují plochy na obrázcích krystalů. Millerův symbol ve složené závorce, tedy obecně $\{hkl\}$, je symbolem tvaru.

Pod pojmem **tvar** v morfologické krystalografii rozumíme soubor stejnocenných ploch (všechny plochy náležející k jednomu tvaru lze odvodit z jediné krystalové plochy pomocí prvků souměrnosti daného krystalu). Krychle na obrázku 55 musí mít osy osního kříže totožné s tetragramy, což znamená, že plochy krychle jsou jednoúsekové a mají symboly (100) , (010) , (001) , $(\bar{1}00)$, $(0\bar{1}0)$ a $(00\bar{1})$. Za symbol tvaru by bylo možno zvolit symbol libovolné z uvedených ploch. U nás (rozuměj v Evropě) je za nejvhodnější symbol krychle tradičně považován symbol $\{100\}$ (a tak je tomu v celé této publikaci). V USA vychází symbol krychle z Millerova symbolu její horní plochy (na obrázku 55 vyznačené žlutě), a je tedy $\{001\}$ (a tak je tomu například v databázi IMA).



Obr. 55. Krystal ve tvaru krychle (hexaedru), například fluoritu (vlevo) a krystal romboické síry (vpravo). Osy osního kříže jsou znázorněny zeleně. V případě krychle musí být krystalové osy totožné s tetragramy, v případě krystalu romboické síry musí být osy osního kříže totožné s digramy. Výrazně jsou vyznačeny body, v nichž osy osního kříže protínají krystalové plochy. Na krychli jsou uvedeny Millerovy symboly všech šesti ploch. Na krystalu romboické síry jsou pro přehlednost uvedeny pouze symboly ploch na přední části horní poloviny krystalu. Krystal romboické síry je spojkou tří tvarů, a to $\{111\}$, $\{113\}$ a $\{110\}$. Termín spojka je vysvětlen v následujícím textu.

Zdroj: <https://i0.wp.com/www.geological-digressions.com/wp-content/uploads/2023/12/miller-indices-three-examples.jpg?ssl=1> (upraveno).

Krystal omezený pouze plochami, které náleží jen k jedinému tvaru, se nazývá **jednoduchý krystalový tvar**. Krystal, na němž jsou přítomny plochy dvou nebo více tvarů, se označuje jako **spojka** (například krystal modré skalice na obrázku 50 je spojkou šesti tvarů, z nichž každý je představován dvojicí navzájem rovnoběžných ploch). Tvary se dělí na otevřené a uzavřené. **Otevřený tvar** nemůže sám omezit krystal, a proto se na krystalech může vyskytovat pouze ve spojkách – příkladem otevřeného tvaru je dvojice rovnoběžných ploch na krystalu modré skalice (obr. 50). **Uzavřený tvar** je schopen sám omezit krystal – příkladem uzavřeného tvaru je krychle (hexaedr).

K vyjádření polohy ploch u látek krystalujících v soustavě hexagonální nebo trigonální se používá čtyřosý osní kříž. Symboly ploch nebo tvarů, které jsou obdobou Millerových symbolů, jsou v tomto případě čtyřmístné a nazývají se **Miller-Bravaisovy symboly**. Číslice v Miller-Bravaisových symbolech ploch se uvádějí v pořadí, které postupně odpovídá osám x , y , u a z . Obecně mají Miller-Bravaisovy symboly formu hkl , přičemž součet prvních tří hodnot se vždy musí rovnat nule (například 10-10, 11-20, 10-11 nebo 0001).

4.4. Vybrané krystalové tvary jednotlivých soustav

Jak již bylo uvedeno na stranách 45 a 58, existuje 32 krystalových oddělení, která lze seskupit do sedmi soustav:

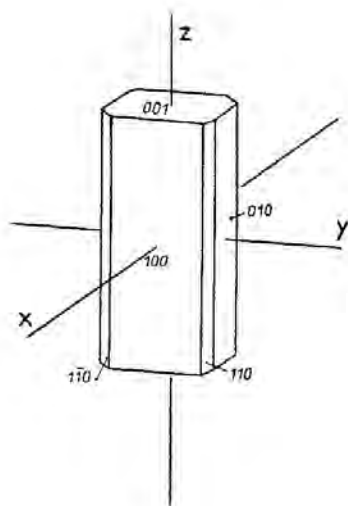
- i) triklinická (trojklonná) soustava,
- ii) monoklinická (jdnoklonná) soustava,
- iii) rombická (kosočtverečná) soustava,
- iv) tetragonální (čtverečná) soustava,
- v) hexagonální (šesterečná) soustava,
- vi) trigonální (klencová) soustava,
- vii) kubická (krychlová) soustava.

Každá krystalová soustava má několik krystalových oddělení. Jedno z těchto oddělení se obecně označuje jako **holoedrické (plnoploché) oddělení**. Krystaly tohoto oddělení mají nejvyšší možnou symetrii v rámci dané soustavy. Je podstatné, že většina minerálů krystaluje právě v holoedrických odděleních. V následujících statích bude stručně charakterizována každá ze sedmi krystalových soustav, bude uvedena symetrie holoedrického oddělení a přehled vybraných krystalových tvarů tohoto oddělení. V případě kubické soustavy bude upozorněno i na tvary, které do holoedrického oddělení nepatří, avšak jsou významné pro některé relativně běžné minerály.

4.4.1. Triklinická (trojklonná) soustava

Holoedrické oddělení triklinické soustavy se nazývá **triklinicky pinakoidální oddělení**. Z prvků souměrnosti má pouze střed souměrnosti. Volba os osního kříže je u krystalů triklinické soustavy nemožná bez znalosti jejich struktury. Neznáme-li strukturu daného krystalu, musíme si osy osního kříže zvolit vhodným způsobem (zpravidla existuje několik možností). U krystalů triklinicky pinakoidálního oddělení je střed osního kříže vždy totožný se středem souměrnosti krystalu. Je-li krystal výrazně protažený v jednom směru, volíme osu z tak, aby byla s tímto směrem rovnoběžná. Osy x a y potom volíme například tak, aby byly rovnoběžné s relativně velkými svislými plochami, přičemž úsek na ose x by měl být menší než úsek na ose y (na obrázku 56 je naznačena volba os osního kříže na protaženém krystalu kyanitu). U krystalů bez výrazného protažení v jednom směru si obvykle volíme jednu z možností, při níž bude co nejvíce velkých ploch jednoúsekových nebo dvojúsekových.

Jediným tvarem, který se vyskytuje na krystalech náležejících do triklinicky pinakoidálního oddělení, je **pinakoid**. Jako pinakoid se označuje dvojice rovnoběžných ploch. Pinakoidy mohou být jednoúsekové (jejich plochy jsou rovnoběžné se dvěma osami osního kříže, třetí osu utínají v konečné délce), dvojúsekové (jejich plochy jsou rovnoběžné s jednou osou osního kříže, dvě osy utínají v konečné délce) a trojúsekové (všechny tři osy utínají v konečné délce). Všechny krystaly triklinicky pinakoidálního oddělení jsou spojkami tří nebo více pinakoidů (viz obrázek 56, krystal chalkantitu na obrázku 50 je spojkou šesti pinakoidů).



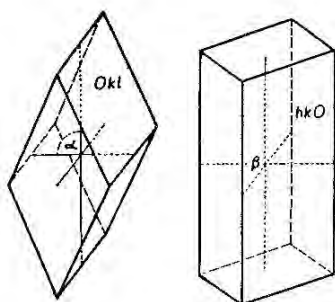
Obr. 56. Volba os osního kříže v případě triklinicky pinakoidálního oddělení (na příkladu krystalu kyanitu). Krystal je spojkou pěti pinakoidů, z nichž tři jsou jednoúsekové, dva dvojúsekové.

V holodrickém oddělení triklinické soustavy krystaluje například chalkantit (modrá skalice), kyanit, mikroklin a albit.

4.4.2. Monoklinická (jednoklonná) soustava

Holoedrické oddělení monoklinické soustavy se nazývá **monoklinicky prizmatické oddělení**. Z prvků souměrnosti má jednu rovinu souměrnosti, k ní kolmou digyru a také střed souměrnosti, jenž leží v průsečíku digyry s rovinou souměrnosti. Střed osního kříže musí být totožný se středem souměrnosti, pravolevá osa y musí být totožná s digyrou, osy x a z musí ležet v rovině souměrnosti. Neznáme-li krystalovou strukturu, musíme orientaci os x a z vhodně zvolit. U protažených krystalů (pokud nejsou protaženy podle osy y) volíme osu z paralelně s protažením krystalu a osu x volíme tak, aby byla rovnoběžná alespoň s některými předozadně probíhajícími plochami a hranami. Pokud krystal není protažený nebo je protažený podle osy y , volíme osy x a z tak, aby počet jednoúsekových a dvojúsekových ploch byl co největší.

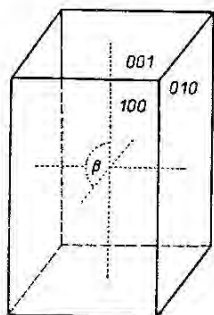
Na krystalech, které patří do monoklinicky prizmatického oddělení, se mohou vyskytovat tvary dvou typů: monoklinická prizmata a pinakoidy. **Monoklinické prizma** se skládá ze čtyř ploch, které tvoří teoreticky nekonečný čtyřboký hranol. Plochy monoklinického prizmatu mohou být trojúsekové nebo dvojúsekové. Trojúseková monoklinická prizmata mají obecně symbol $\{hkl\}$ nebo $\{hk-l\}$. Dvojúseková monoklinická prizmata jsou tvořena čtveřicí dvojúsekových ploch, které jsou rovnoběžné s osou x nebo z – jde o monoklinická prizmata $\{0kl\}$ a $\{hk0\}$, znázorněná na obrázku 57.



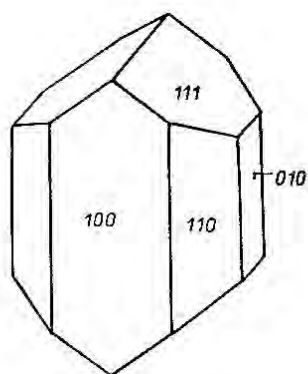
Obr. 57. Dvojúseková monoklinická prizmata $\{0kl\}$ a $\{hk0\}$.

Druhým typem tvaru v monoklinicky prizmatickém oddělení je **pinakoid**. Obdobně jako v triklinicky pinakoidálním oddělení jde o dvojici paralelních ploch, které však v případě monoklinicky prizmatického oddělení mohou být pouze dvojúsekové nebo jednoúsekové. Pinakoidy tvořené dvojúsekovými plochami jsou vždy rovnoběžné s osou y a jejich Millerův

symbol je obecně $\{h0l\}$ nebo $\{h0-l\}$. Pinakoidy tvořené jednoúsekovými plochami mají Millerovy symboly $\{100\}$, $\{010\}$ a $\{001\}$ – na obrázku 58 je znázorněna spojka všech tří jednoúsekových pinakoidů. Krystal augitu na obrázku 59 je spojkou dvou monoklinických prizmat a dvou pinakoidů.



Obr. 58. Spojka tří jednoúsekových pinakoidů $\{100\}$, $\{010\}$ a $\{001\}$ v monoklinické soustavě.



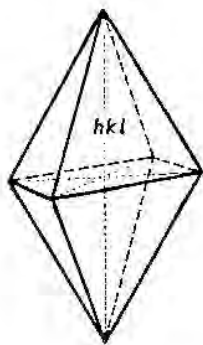
Obr. 59. Krystal augitu – spojka dvou monoklinických prizmat $\{111\}$ a $\{110\}$ a dvou pinakoidů $\{100\}$ a $\{010\}$.

V holoedrickém oddělení monoklinické soustavy krystaluje například sádrovec, malachit, azurit, titanit, staurolit, epidot, klinozoisit, monoklinické amfiboly (tzv. klinoamfiboly, například tremolit a aktinolit), monoklinické pyroxeny (tzv. klinopyroxeny, například diopsid a augit), sanidin a ortoklas.

4.4.3. Rombická (kosočtverečná) soustava

Holoedrické oddělení rombické soustavy se nazývá **rombicky dipyramidální oddělení**. Toto oddělení má sedm prvků souměrnosti: tři navzájem kolmé roviny souměrnosti, tři navzájem kolmé digyry ležící v průsečících rovin souměrnosti a střed souměrnosti, který leží v průsečíku rovin souměrnosti a digyr. Střed osního kříže je totožný se středem souměrnosti; osy osního kříže jsou totožné s digyrami. Při volbě os osního kříže bez znalosti krystalové struktury se snažíme o to, aby nejmenší úsek byl na ose x a největší úsek na ose z (aby platilo, že $a < b < c$).

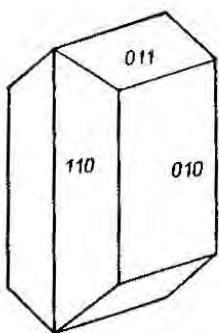
Na krystalech rombicky dipyramidálního oddělení se mohou vyskytovat plochy rombických dipyramid, rombických prizmat a pinakoidů. **Rombická dipyramida** je uzavřený tvar tvořený osmi trojúsekovými plochami. Millerův symbol rombické dipyramidy je obecně $\{hkl\}$. Na jednoduchém krystalovém tvaru mají plochy rombické dipyramidy podobu nepravidelného trojúhelníka (obr. 60). Na krystalu rombické síry na obrázku 55 jsou plochy dvou rombických dipyramid, konkrétně $\{111\}$, která je základním tvarem, a nižší rombické dipyramidy $\{113\}$.



Obr. 60. Rombická dipyramida $\{khl\}$.

Rombické prizma je tvořeno vždy čtyřmi plochami, které jsou rovnoběžné s jednou z os osního kříže. Je to otevřený tvar (teoreticky nekonečně dlouhý čtyřboký hranol). Rombická prizmata mají obecně symboly $\{hk0\}$, $\{h0l\}$ a $\{0kl\}$. Na obrázku 61 je na příkladu krystalu aragonitu prezentována spojka dvou rombických prizmat a pinakoidu.

Pinakoid je v romboické soustavě dvojicí jednoúsekových paralelních ploch, které mají Millerův symbol $\{100\}$, $\{010\}$ nebo $\{001\}$.



Obr. 61. Krystal aragonitu – spojka dvou rombických prizmat $\{110\}$ a $\{011\}$ a pinakoidu $\{010\}$.

V holodrickém oddělení romboické soustavy krystaluje například síra-alfa, markazit, antimonit, aragonit, cerusit, baryt, celestin, anglesit, minerály řady olivínu (forsterit a fayalit), topaz, andalusit, sillimanit a cordierit.

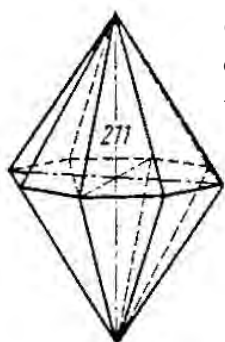
4.4.4. Tetragonální (čtverečná) soustava

Holoedrickým oddělením tetragonální soustavy je **ditetragonálně dipyramidální oddělení**. Toto oddělení má 11 prvků souměrnosti: 1 tetragryru, 4 digyry, 5 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Tetragryra je totožná s vertikální osou z osního kříže. Digyry leží ve vodorovné rovině dané osami x a y , což znamená, že digyry jsou kolmé na tetragryru. Jedna digyra je totožná s osou x , druhá digyra (kolmá k té první) je totožná s osou y , zbývající dvě digyry půlí úhly mezi osami x a y – první dvě digyry se označují jako osní digyry, digyry půlící úhly mezi osami x a y se označují jako meziosní digyry. Jedna rovina souměrnosti je vodorovná a proložená osami x a y . Zbývající čtyři roviny souměrnosti jsou svislé – dvě z těchto rovin souměrnosti jsou osní (jde o předozadní rovinu souměrnosti proloženou osami x a z a o pravolevou rovinu souměrnosti proloženou osami y a z), zbývající dvě svislé roviny souměrnosti jsou meziosní (proložené meziosními digyrami a osou z). Střed souměrnosti leží v průsečíku všech výše uvedených prvků souměrnosti (a je totožný se středem osního kříže).

Krystaly náležející do ditetragonálně dipyramidálního oddělení mohou být omezeny plochami ditetragonální dipyramidy, ditetragonálního prizmatu, tetragonální protodipyramidy, tetragonálního protoprizmatu, tetragonální deuterodipyramidy, tetragonálního deuteroprizmatu a pinakoidu.

Ditetragonální dipyrāmida je uzavřený tvar, omezený 16 trojúsekovými plochami (obr. 62). Obecný Millerův symbol ditetragonální dipyrāmidy je $\{hkl\}$. Vodorovná rovina souměrnosti protíná ditetragonální dipyrāmidu v osmiúhelníku, jehož strany jsou stejně dlouhé, avšak sousední úhly mají rozdílnou velikost (tento osmiúhelník se v krystalografii označuje jako ditetragon – obrázek 64). Pokud ditetragonální dipyrāmida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy obecné trojúhelníky.

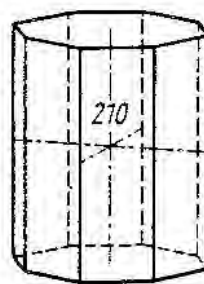
Ditetragonální prizma je otevřený tvar, teoreticky nekonečný osmiboký hranol, jehož příčný průřez má podobu ditetragonu. Obecný Millerův symbol ditetragonálního prizmatu je $\{hk0\}$. Na obrázku 63 je znázorněno ditetragonální prizma ukončené plochami pinakoidu.



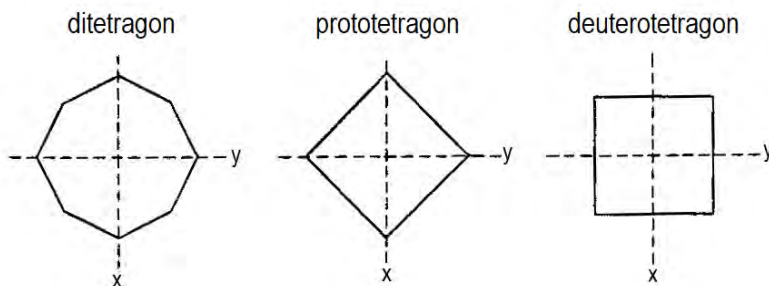
Obr. 62. Ditetragonální dipyrāmida $\{211\}$.



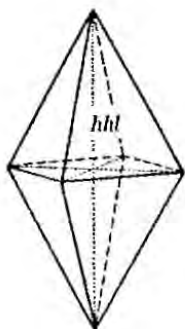
Obr. 63. Ditetragonální prizma $\{210\}$.



Tetragonální protodipyrāmida je uzavřený tvar omezený osmi trojúsekovými plochami. Obecný Millerův symbol tetragonální protodipyrāmidy je $\{hhl\}$ – tento symbol vyjadřuje, že počet úseků na ose x je roven počtu úseků na ose y (tedy $m = n$). Vodorovná rovina souměrnosti protíná tetragonální protodipyrāmidu ve čtverci označovaném jako prototetragon (obr. 64). Pokud tetragonální protodipyrāmida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 65).



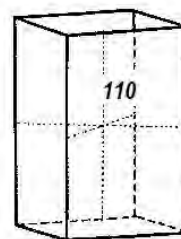
Obr. 64. Schematické znázornění ditetragonu, prototetragonu a deuterotetragonu a jejich orientace vzhledem k vodorovným osám tetragonálního osního kříže.



Obr. 65. Tetragonální protodipyrāmida $\{hhl\}$.



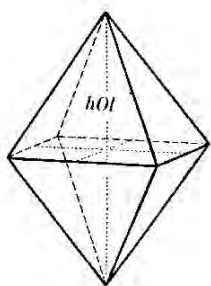
Obr. 66. Tetragonální protoprizma $\{110\}$.



Tetragonální protoprizma je teoreticky nekonečně dlouhý čtyřboký hranol (tedy otevřený tvar), jehož příčný průřez má podobu čtverce zvaného prototetragon (obr. 64). Symbol tetragonálního protoprizmatu je vždy $\{110\}$. Tetragonální protoprizma ukončené plochami pinakoidu je znázorněno na obrázku 66.

Tetragonální deuterodipyramida je uzavřený tvar omezený osmi dvojúsekovými plochami. Obecný Millerův symbol tetragonální deuterodipyramidy je $\{h0l\}$. Vodorovná rovina souměrnosti protíná tetragonální deuterodipyramidu ve čtverci označovaném jako deuterotetragon (obr. 64). Pokud tetragonální deuterodipyramida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 67).

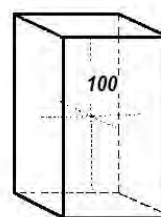
Tetragonální deuteroprizma je teoreticky nekonečně dlouhý čtyřboký hranol (tedy otevřený tvar), jehož příčný průřez má podobu čtverce zvaného deuterotetragon (obr. 64). Symbol tetragonálního deuteroprizmatu je vždy $\{100\}$. Tetragonální deuteroprizma ukončené plochami pinakoidu je znázorněno na obrázku 68.



Obr. 67. Tetragonální deuterodipyramida $\{h0l\}$.



Obr. 68. Tetragonální deuteroprizma $\{100\}$.



Pinakoid je dvojice rovnoběžných ploch, přičemž vzhledem k relativně vysoké symetrii tetragonální soustavy může jít jedině o pinakoid $\{001\}$. Pinakoid $\{001\}$ je znázorněn například na obrázcích 63, 66 a 68, kde ukončuje jednotlivé typy prizmat.

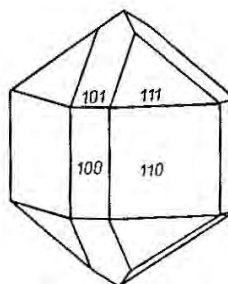
Poznámka

Jak poznáme, zda reálný krystal nebo model krystalu, který má povahu prizmatu se čtvercovou základnou, je tetragonálním protoprizmatem nebo deuteroprizmatem? Odpověď je jednoduchá: Nepoznáme to. Je však dobré připojit následující komentář:

Model tetragonálního protoprizmatu je stejný jako model tetragonálního deuteroprizmatu, a proto například v sadách krystalografických modelů pro výuku na vysoké škole postačuje „jedna lepenková krabice“, reprezentující oba krystalové tvary. Zda je tento model modelem tetragonálního protoprizmatu nebo tetragonálního deuteroprizmatu závisí pouze na tom, jakým způsobem jsou zvoleny osy x a y . Vystupují-li tyto osy hranami prizmatu, pak jde o tetragonální protoprizma, vystupují-li středy ploch, pak jde o tetragonální deuteroprizma. V případě dipyramid je situace analogická. Vystupují-li osy x a y rohy, pak jde o tetragonální protodipyramidu, vystupují-li tyto osy středy hran, pak jde o tetragonální deuterodipyramidu.

Pokud se jedná o reálný krystal nějakého minerálu, pak platí, že příroda zpravidla preferuje tvary „proto“ před tvary „deutero“. Zda je reálný krystal omezen plochami tvarů v orientaci „proto“ nebo „deutero“, často závisí na krystalové struktuře. Na spojkách lze někdy najít tvary „proto“ a „deutero“ společně. V těchto případech větší krystalové plochy zpravidla náleží tvarům „proto“, menší tvarům „deutero“.

Na připojeném obrázku je krystal kassiteritu, jenž je spojkou tetragonálního protoprizmatu $\{110\}$, tetragonálního deuteroprizmatu $\{100\}$, tetragonální protodipyramidy $\{111\}$ a tetragonální deuterodipyramidy $\{101\}$.



V holodrickém oddělení tetragonální soustavy krystaluje například rutil, anatas, kassiterit, zirkon a vesuvian.

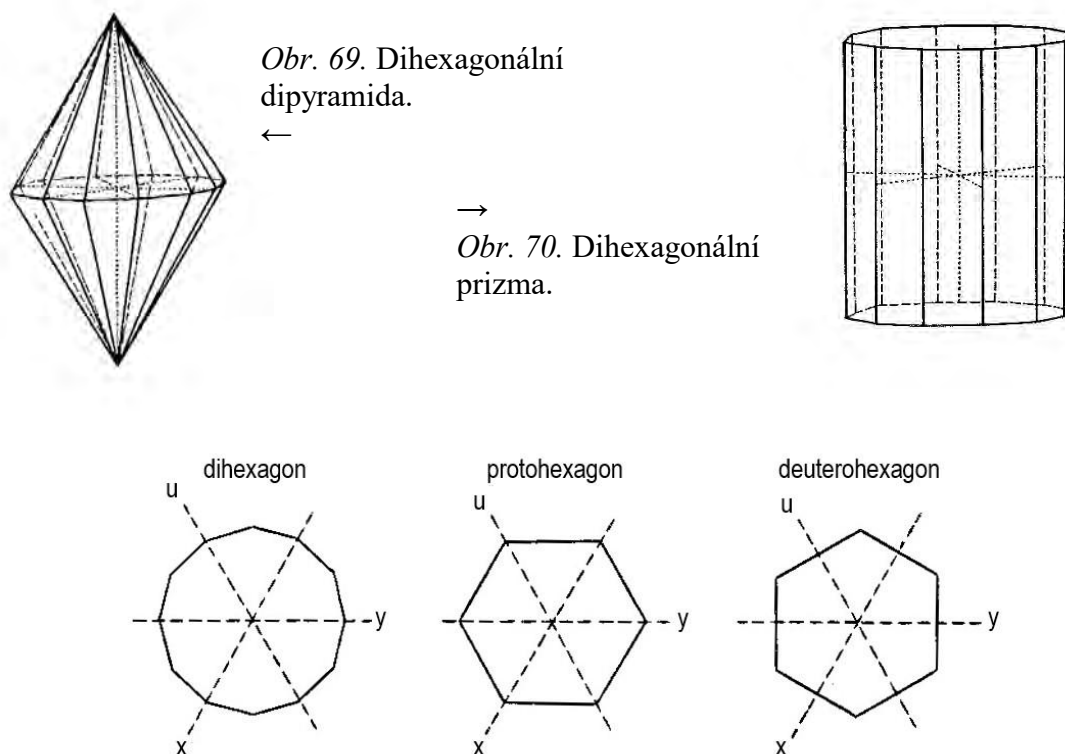
4.4.5. Hexagonální (šesterečná) soustava

Holoedrickým oddělením hexagonální soustavy je **dihexagonálně dipyramidální oddělení**. Toto oddělení má 15 prvků souměrnosti: 1 hexaguru, 6 digyr, 7 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Hexagura je totožná s vertikální osou z osního kříže. Tři digyry jsou osní (totožné s osami x , y a u) a tři jsou meziosní (leží v rovině dané osami x , y a u a půlí úhly mezi osními digyrami). To znamená, že digyry svírají úhly 30° a jsou kolmé na hexaguru. Osami x , y a u je proložena vodorovná rovina souměrnosti. Zbývajících šest rovin souměrnosti je svislých, jsou proloženy osou z a jednou z digyr. V průsečíku všech výše uvedených prvků souměrnosti je střed souměrnosti, jenž je totožný se středem osního kříže.

Krystaly látek patřících do holoedrického oddělení hexagonální soustavy mohou být omezeny plochami dihexagonální dipyramidy, dihexagonálního prizmatu, hexagonální protodipyramidy, hexagonálního protoprizmatu, hexagonální deuterodipyramidy, hexagonálního deuteroprizmatu a pinakoidu.

Dihexagonální dipyramida je uzavřený tvar tvořený 24 plochami (obr. 69). Vodorovná rovina souměrnosti protíná dihexagonální dipyramidu v dvanáctiúhelníku, jehož strany jsou stejně dlouhé, avšak jeho sousední úhly mají rozdílnou velikost (tento dvanáctiúhelník se označuje jako dihexagon – obr. 71). Tvoří-li dihexagonální dipyramida jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy obecné trojúhelníky. Miller-Bravaisův symbol dihexagonální dipyramidy může být například $\{21\cdot31\}$.

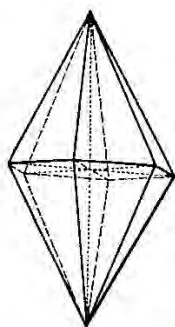
Dihexagonální prizma je otevřený tvar (dvanáctiboký hranol, teoreticky nekonečně dlouhý), v jehož základně je dihexagon. Na obrázku 70 je znázorněno dihexagonální prizma ukončené plochami pinakoidu. Miller-Bravaisův symbol dihexagonálního prizmatu může být například $\{21\cdot30\}$.



Obr. 71. Schematické znázornění dihexagonu, protohexagonu a deuterohexagonu a jejich orientace vzhledem k vodorovným osám hexagonálního osního kříže.

Hexagonální protodipyramida je uzavřený tvar omezený dvanácti plochami (obr. 72). Vodorovná rovina souměrnosti protíná hexagonální protodipyramidu v pravidelném šestiúhelníku označovaném jako protohexagon (obr. 71). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexagonální protodipyramidy rovnoramenné trojúhelníky. Miller-Bravaisův symbol hexagonální protodipyramidy je například $\{10\cdot11\}$.

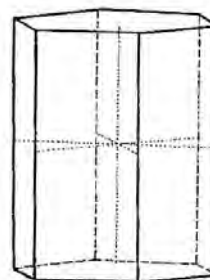
Hexagonální protoprizma je šestiboký hranol (tedy otevřený tvar), v jehož základně je protohexagon (obr. 71). Miller-Bravaisův symbol hexagonálního protoprizmu může být jedině $\{10\cdot10\}$. Na obrázku 73 je znázorněno hexagonální protoprizma ukončené pinakoidem $\{0001\}$.



Obr. 72. Hexagonální protodipyramida.

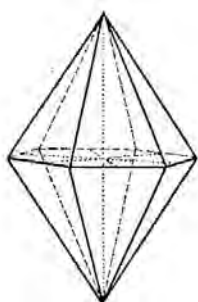


Obr. 73. Hexagonální protoprizma.



Hexagonální deuterodipyramida je uzavřený tvar omezený dvanácti plochami (obr. 74). Vodorovná rovina souměrnosti protíná hexagonální deuterodipyramidu v šestiúhelníku zvaném deuterohexagon (obr. 71). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexagonální deuterodipyramidy rovnoramenné trojúhelníky. Miller-Bravaisův symbol hexagonální deuterodipyramidy může být například $\{11\cdot21\}$.

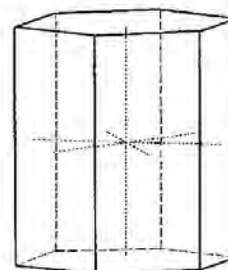
Hexagonální deuteroprizma je šestiboký hranol, v jehož základně je deuterohexagon. Miller-Bravaisův symbol hexagonálního deuteroprizmu je vždy $\{11\cdot20\}$. Na obrázku 75 je znázorněno hexagonální deuteroprizma ukončené pinakoidálními plochami.



Obr. 74. Hexagonální deuterodipyramida.



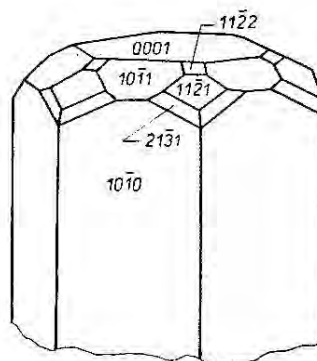
Obr. 75. Hexagonální deuteroprizma.



Poznámka

Poznámka na straně 68 se týká rozlišování tvarů „proto“ a „deutero“ v tetragonální soustavě. V případě hexagonální soustavy je situace zcela analogická: místo dvou vodorovných os je v hexagonální soustavě trojice vodorovných os (x , y , u), základna je šestiúhelníková a v názvech krystalových tvarů je místo „tetra“ obsaženo „hexa“.

Na připojeném obrázku je část sloupcovitého krystalu berylu omezená plochami hexagonálního protoprizmu $\{10\cdot10\}$, hexagonální protodipyramidy $\{10\cdot11\}$, hexagonálních deuterodipyramid $\{11\cdot21\}$ a $\{11\cdot22\}$, dihexagonální dipyramidy $\{21\cdot31\}$ a pinakoidální plochou $\{0001\}$.



Pinakoid je dvojice rovnoběžných ploch, které v konečné délce utínají pouze vertikální osu z . Pinakoid v této soustavě proto může mít jedině symbol $\{0001\}$.

V holodrickém oddělení hexagonální soustavy krystaluje například beryl.

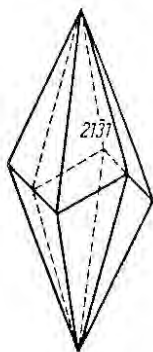
4.4.6. Trigonální (klencová) soustava

Nejvýznamnějším oddělením trigonální soustavy je **ditrigonálně skalenoedrické oddělení**. Z prvků souměrnosti má toto oddělení inverzní trigyroidu, 3 digyry, 3 roviny souměrnosti a střed souměrnosti. Inverzní trigyroida je totožná s vertikální osou z . Digyry jsou totožné s osami x , y a u . Roviny souměrnosti jsou svislé (proložené osou z) a půlí úhly mezi digyrami (jde o mezosní roviny souměrnosti). V průsečíku všech uvedených prvků souměrnosti se nachází střed souměrnosti, jenž je totožný se středem osního kříže.

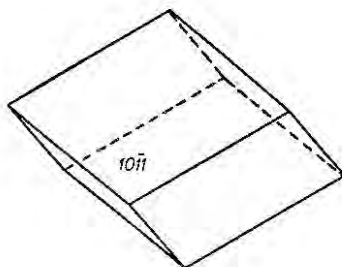
Krystaly náležející do ditrigonálně skalenoedrického oddělení mohou být omezeny plochami ditrigonálního skalenoedru, romboedru (klenec) a též plochami některých tvarů, které již byly charakterizovány při popisu tvarů dihexagonálně dipyramidálního oddělení – jde o dihexagonální prizma, hexagonální protoprizma, hexagonální deuterodipyramidu, hexagonální deuteroprizma a pinakoid.

Ditrigonální skalenoedr je dvanáctistěn znázorněný na obrázku 76. Jde o uzavřený krystalový tvar. Pokud tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou jeho plochy obecné trojúhelníky. Miller-Bravaisův symbol ditrigonálního skalenoedru může být například $\{21\bar{3}1\}$.

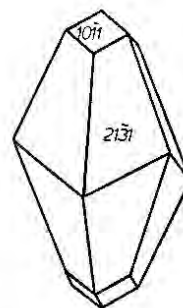
Romboedr neboli **klenec** je uzavřený šestiplochý tvar. Pokud tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou jeho plochy kosočtverce (obr. 77). Romboedr může mít například symbol $\{101\bar{1}\}$ nebo $\{011\bar{1}\}$. Na obrázku 78 je znázorněna spojka ditrigonálního skalenoedru a romboedru.



Obr. 76.
Ditrigonální
skalenoe dr.



Obr. 77. Romboedr
(klenec).



Obr. 78. Spojka
ditrigonálního skalenoedru
a romboedru.

V ditrigonálně skalenoedrickém oddělení krystaluje například arsen, hematit, korund, kalcit, magnezit, siderit a rodochrozit.

4.4.7. Kubická (krychlová) soustava

Holoedrické oddělení kubické soustavy se nazývá **hexaoktaedrické oddělení**. Má nejvyšší možnou symetrii ze všech 32 krystalových oddělení. Počet prvků souměrnosti v hexaoktaedrickém oddělení je 23 – jde o 3 tetragyry, 4 trojčetné osy (inverzní trigyroidy), 6 digyr, 9 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Osy osního kříže jsou vždy totožné s tetragyrami. Tetragyrami jsou proloženy tři roviny souměrnosti (2 svislé a 1 vodorovná).

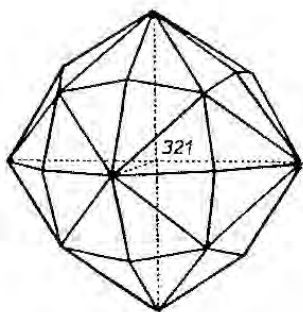
Zbývajících 6 rovin souměrnosti má charakter mezosních rovin souměrnosti a půlí úhly mezi osami osního kříže (2 mezosní roviny souměrnosti jsou svislé, 4 jsou ukloněné). Tetragry a všechny roviny souměrnosti se protínají ve středu souměrnosti, jenž je totožný se středem osního kříže. Digry procházejí středem osního kříže a jsou kolmé na mezosní roviny souměrnosti (to znamená, že digry půlí úhly mezi tetragrami). Rovněž trojčetné osy procházejí středem osního kříže a jsou rozmístěny symetricky vzhledem k osám osního kříže (každá trojčetná osa představuje symetralu dvou protilehlých oktantů, které jsou omezeny osami osního kříže). Vzájemný vztah mezi 23 prvky souměrnosti v hexaoktaedrickém oddělení lze velmi dobře demonstrovat na krychli. Vysoká symetrie ve všech odděleních kubické soustavy způsobuje, že všechny tvary této soustavy jsou uzavřené.

Krystaly hexaoktaedrického oddělení mohou být omezeny plochami hexaoktaedru, oktaedru, romboického dodekaedru, hexaedru, tetragon-trioktaedru, trigon-trioktaedru nebo tetrahexaedru.

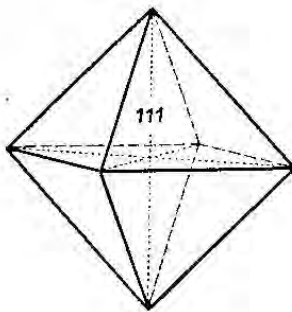
Hexaoktaedr je tvořen 48 plochami (obr. 79). Pokud tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou jeho plochy obecné trojúhelníky. Obecný symbol hexaoktaedru je $\{hkl\}$.

Oktaedr (osmistěn) je tvořen osmi plochami (obr. 80). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou jeho plochy rovnostranné trojúhelníky. Symbol oktaedru je jedinečně $\{111\}$.

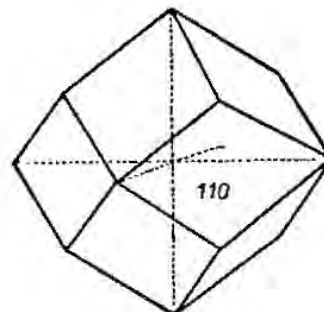
Rombický dodekaedr (označovaný též jako **rombododekaedr** nebo **dvanáctistěn kosočtvercový**) je tvořen 12 plochami (obr. 81). Pokud se vyskytuje v podobě jednoduchého krystalového tvaru, jsou jeho plochy kosočtverce (s úhly při vrcholech 60° a 120°). V evropské krystalografii užívaný symbol romboického dodekaedru je jedinečně $\{110\}$, v USA však $\{011\}$ (tyto symboly jsou stejnocenné, oba jsou možné, v této publikaci je však bez výjimky používán ten náš, tedy evropský).



Obr. 79. Hexaoktaedr.



Obr. 80. Oktaedr (osmistěn).

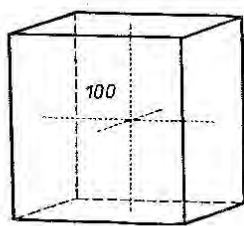


Obr. 81. Rombický dodekaedr (dvanáctistěn kosočtvercový).

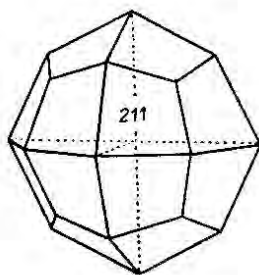
Hexaedr (krychle) je tvar tvořený šesti plochami (obr. 82). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexaedru čtvercové. Hexaedr má v evropské krystalografii symbol $\{100\}$, a tak je tomu i v této publikaci, v USA je pro hexaedr používán symbol $\{001\}$ (viz strana 62).

Tetragon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn deltoidový) je tvořen 24 plochami, které na jednoduchém krystalovém tvaru mají charakter deltoidů (obr. 83). Obecný Millerův symbol tetragon-trioktaedru je v evropské krystalografii $\{hkk\}$ – například $\{211\}$ nebo $\{411\}$.

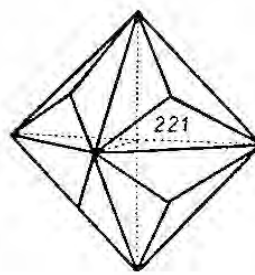
Trigon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn trojúhelníkový) je tvořen 24 plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou jeho plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 84). Obecný Millerův symbol trigon-trioktaedru v evropské krystalografii je $\{hhl\}$ – například $\{221\}$ nebo $\{441\}$.



Obr. 82. Hexaedr (krychle).

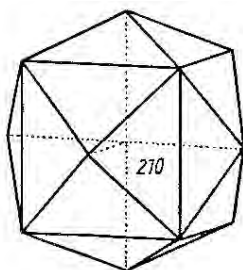


Obr. 83. Tetragon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn deltoidový).



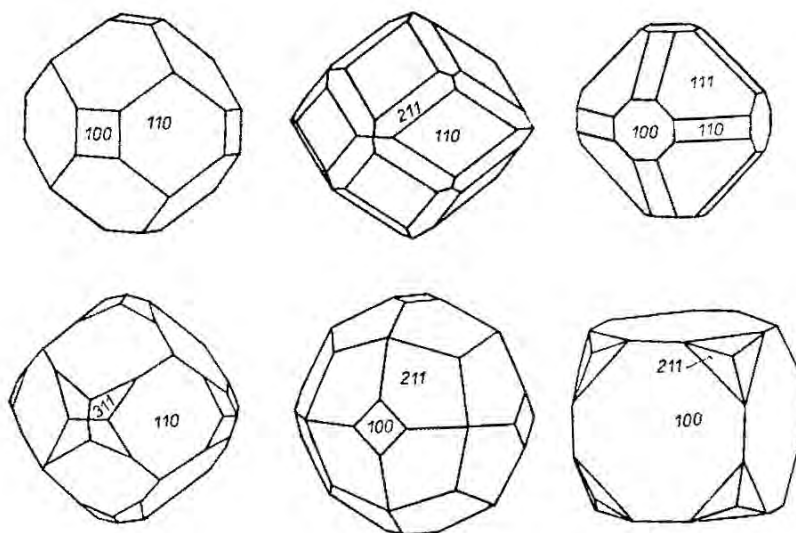
Obr. 84. Trigon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn trojúhelníkový).

Tetrahexaedr (čtyřiadvacetistěn krychlový) je tvořen 24 plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy tetrahexaedru rovnoramenné trojúhelníky (obr. 85). Obecný Millerův symbol tetrahexaedru v evropské krystalografii je $\{hk0\}$ – například $\{210\}$ nebo $\{310\}$.



Obr. 85. Tetrahexaedr (čtyřiadvacetistěn krychlový).

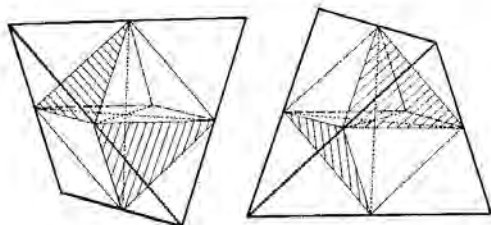
Všechny výše uvedené tvary hexaoktaedrického oddělení se mohou vyskytovat na spojkách, které jsou někdy velmi komplikované. Na obrázku 86 je znázorněno několik poměrně jednoduchých spojek.



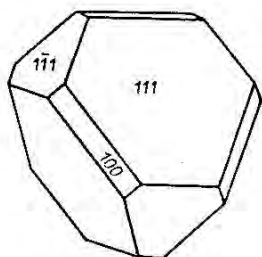
Obr. 86. Příklady spojek v kubické soustavě (v hexaoktaedrickém oddělení).

Vzhledem k četnosti výskytu na krystalech minerálů je nutno ještě zmínit dva tvary: tetraedr a pentagon-dodekaedr. Tyto tvary sice patří do kubické soustavy, ne však do holodrického (tj. hexaoktaedrického) oddělení. Vykazují proto nižší symetrii než tvary holodrického oddělení!

Tetraedr (čtyřstěn) je omezen čtyřmi plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy tetraedru rovnostranné trojúhelníky (obr. 87). Symbol tetraedru je $\{111\}$ nebo $\{1-11\}$ – v obou případech vystupují osy osního kříže (zde totožné s inverzními tetragyroidami) středem hran tetraedru. Na obrázku 88 je znázorněn krystal sfaleritu, jenž je spojkou tetraedrů $\{111\}$ a $\{1-11\}$ s hexaedrem $\{100\}$.

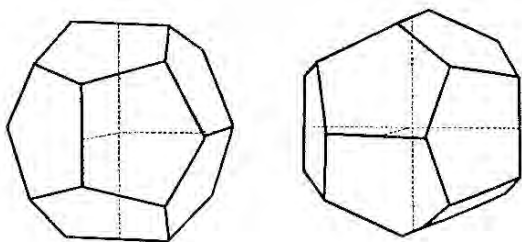


Obr. 87. Tetraedr $\{111\}$ (vlevo) a tetraedr $\{1-11\}$ (vpravo). Tetraedry jsou odvozeny z oktaedru střídavým vynecháváním ploch (vynechávané plochy jsou vyznačeny šrafováním).

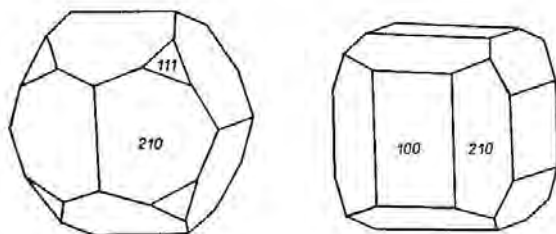


Obr. 88. Krystal sfaleritu – spojka tetraedrů $\{111\}$ a $\{1-11\}$ a hexaedru $\{100\}$.

Pentagon-dodekaedr (označovaný též jako **pentagonální dodekaedr** nebo **dvanáctistěn pětiúhelníkový**) je omezen dvanácti plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy pentagon-dodekaedru souměrné, avšak nepravidelné pětiúhelníky (obr. 89). Millerův symbol pentagon-dodekaedru může být například $\{210\}$ nebo $\{120\}$. Na obrázku 90 jsou znázorněny dva morfologicky rozdílné krystaly pyritu – spojka pentagon-dodekaedru s oktaedrem a spojka pentagon-dodekaedru s hexaedrem.



Obr. 89. Pentagon-dodekaedr $\{210\}$ (vlevo) a pentagon-dodekaedr $\{120\}$ (vpravo).



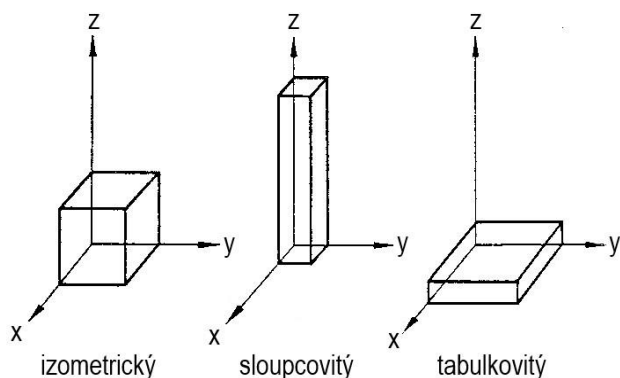
Obr. 90. Krystaly pyritu – spojka pentagon-dodekaedru $\{210\}$ s oktaedrem $\{111\}$ (vlevo) a spojka pentagon-dodekaedru $\{210\}$ s hexaedrem $\{100\}$ (vpravo).

V holodrickém oddělení kubické soustavy krystaluje například zlato, stříbro, měď, platina, diamant, fluorit, halit, spinel, magnetit, chromit a minerály skupiny granátu (pyrop, almandin, spessartin, grossular, andradit, uvarovit a další).

4.5. Habitus a typus krystalu

Morfologii krystalu lze velmi jednoduše charakterizovat jeho habitem a typem.

Habitus vyjadřuje celkový vývin krystalu (udává podobu krystalu) bez ohledu na to, do které soustavy daný krystal patří a které krystalové tvary jsou na něm přítomny. Habitus většinou udává počet směrů, v nichž je krystal výrazněji vyvinut. Lze rozlišit: i) stejnorozměrný (izometrický) habitus, ii) jednorozměrný habitus (např. sloupcovitý, jehlicovitý), iii) dvojrozměrný habitus (např. deskovitý, tabulkovitý, šupinkovitý) – obrázek 91. Habitus krystalu může být vyjádřen i přirovnáním k některým obecně známým objektům. Příkladem mohou být čočkovité krystaly (sádrovec, turmalín), soudečkovité krystaly (korund), psaníčkovité krystaly (titanit) nebo krystaly typu psích zubů (markazit).



Obr. 91. Habitus krystalu.

Typus je určen jednoduchým krystalovým tvarem, jehož plochy na hodnoceném krystalu dominují. Například na krystalech prizmatického typu převládají plochy prizmatu (lhostejno jakého) nebo i dvou (příp. i více) prizmat, krystaly dipyramidálního typu jsou omezeny hlavně plochami dipyramidy (lhostejno jaké) nebo i více dipyramid, na krystalech oktaedrického typu jsou nejvíce vyvinuty plochy oktaedru (osmistěnu), na krystalech hexaedrického typu dominují plochy hexaedru (krychle) – obrázky 92 až 105.



Obr. 92. Křemen – krystaly prizmatického typu (fialově zbarvený = ametyst, bezbarvý = křišťál); šířka snímku cca 46 mm. Mun. Las Vigas de Ramírez, Veracruz, Mexiko. Foto: Rob Lavinsky.



Obr. 93. Krystaly pyromorfitu prizmatického typu (dominantním tvarem je hexagonální protoprizma ve spojce s hexagonální protodipyramidou a pinakoidem); šířka snímku 3,6 mm. Důl Little Giant, Hunter Mining District, Shoshone County, Idaho, USA. Foto: Douglas Merson.



Obr. 94. Krystaly anatasu dipyramidálního typu (dominantním tvarem je romboická dipyramida); šířka snímku cca 25 mm. Národní park Hardangervidda, Hordaland, Norsko. Foto: Antonio Borrelli.



Obr. 95. Tři krystaly scheelitu dipyramidálního typu (dominantním tvarem je tetragonální dipyramida); šířka snímku cca 3 mm. Důl Tae Hwa, Neungam-ri, Angseong-myeon, North Chungcheong, Jižní Korea. Foto: Matteo Chinellato.



Obr. 96. Krystaly rodochrozitu romboedrického typu (krystaly jsou omezeny plochami romboedru, tj. klence); šířka snímku cca 80 mm. Důl Sweet Home, Mount Bross, Alma Mining District, Park County, Colorado, USA. Foto: Kewin Ward & exceptionalminerals.com.



Obr. 97. Krystaly fluoritu oktaedrického typu (krystaly jsou omezeny pouze plochami oktaedru); šířka snímku cca 70 mm. Mont Blanc, Haute-Savoie, Auvergne-Rhône-Alpes, Francie. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 98. Krystaly fluoritu hexaedrického typu (krystaly jsou omezeny pouze plochami hexaedru); šířka snímku cca 40 mm. Lom White Rock, Clay Center, Ottawa County, Ohio, USA. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 99. Krystaly fluoritu hexaedrického typu (krystaly jsou dominantně omezeny plochami hexaedru, hrany hexaedrů jsou otupeny plochami rombického dodekaedru); šířka snímku cca 45 mm. Důl La Viesca, Huergo, Siero, Asturias, Španělsko. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 100. Krystaly halitu hexaedrického typu (omezeny jsou pouze plochami krychle – důležitá je poznámka v připojeném rámečku); šířka snímku cca 35 mm. Neuhoof, Fulda, Hessen, Německo. Foto: Stefanie Menig.

Poznámka

Všechny krystaly halitu na obrázku 100 jsou jednoduché krystalové tvary, omezené vždy jen plochami hexaedru (krychle). Některé z těchto krystalů se svou geometrií neobyčejně podobají krychli (a možná bychom mezi nimi skutečně našli i víceméně ideálně vyvinuté krychle), jiné však mají různoměrný vývin. To v tomto případě znamená, že jsou omezeny šesti plochami, rovnoběžnými s plochami ideálního tvaru, tedy krychle. Jejich plochy však nejsou čtvercové (jako na krychli), nýbrž jde o obdélníky. V geometrii bychom tělesa tohoto tvaru patrně označili jako kvádry. V morfologické krystalografii však stále jde o krychle, i když různoměrně vyvinuté – viz následující podkapitola 4.6.



Obr. 101. Tetraedrit – krystaly tetraedrického typu (dominantním tvarem je tetraedr); šířka snímku 11 mm. Lom Usclas-du-Bosc, Le Bosc, Hérault, Languedoc-Roussillon, Occitanie, Francie. Foto: Dominik Schläfli.



Obr. 102. Tetraedrit – krystaly tetraedrického typu (dominantním tvarem je tetraedr); šířka snímku cca 6 mm. Důl Georg, Willroth, Altenkirchen-Flammersfeld, Rheinland-Pfalz, Německo. Foto: Gianfranco Ciccolini.



Obr. 103. Krystal pyritu dodekaedrického typu (omezený plochami pentagonálního dodekaedru); šířka snímku cca 36 mm. Důl Shangbao, Leiyang County, Hengyang Prefecture, Hunan Province, Čína. Foto: Rob Lavinsky.



Obr. 104. Krystal granátu (spessartinu) dodekaedrického typu (převažují plochy rombického dodekaedru); šířka snímku cca 13 mm. San Piero in Campo, Campo nell'Elba, Elba, Itálie. Foto: Matteo Chinellato.

Poznámka

Název typu někdy zcela odpovídá slovnímu označení krystalového tvaru (tetraedrický, oktaedrický, hexaedrický typus), jindy je však název typu poněkud obecný, a tedy neudává konkrétní krystalový tvar. Například na základě informace, že antimonit tvoří krystaly prizmatického typu, si dokážeme představit, že se antimonit vyskytuje ve formě sloupců, stébel nebo možná jehlic či jehliček. Pokud víme, že antimonit krystaluje v rombické soustavě, pak je zřejmé, že na jeho krystalech dominuje rombické prizma, případně několik rombických prizmat, probíhajících stejným směrem.

Na obrázcích 103 a 104 jsou krystaly dodekaedrického typu. Termíny „pentagonálně dodekaedrický typus“ a „rombododekaedrický typus“ sice existují, nejsou však běžně užívány, alespoň ne v případě pyritu a granátů. Pokud pyrit tvoří krystaly dodekaedrického typu, pak jde vždy o pentagonální dodekaedry, a i když mohou být různým způsobem odvozeny a mohou se lišit svou geometrií, vždy jsou omezeny dvanácti pětiúhelníky (samozřejmě v případě víceméně ideálního vývinu krystalu). Pokud granát (například spessartin na obrázku 104) tvoří krystaly dodekaedrického typu, pak jde vždy o rombické dodekaedry, omezené 12 kosočtverci se zcela shodnou geometrií (úhly 60° a 120° , jiná možnost neexistuje).

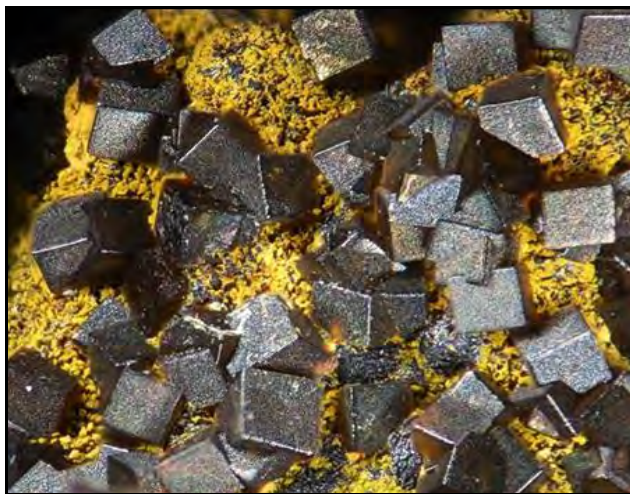


Obr. 105. Krystal granátu (spessartinu) trioktaedrického typu (převažují plochy tetragon-trioktaedru, tj. čtyřiadvacetistěnu deltoidového); šířka snímku cca 9 mm. Jun Xijang, Fujian, Čína. Foto: „bertold“.

Poznámka

Pokud je krystal vyvinut víceméně ideálně jako například na obrázcích 93 až 98 nebo 103 až 105, lze velmi snadno odhalit jeho symetrii (najít všechny prvky souměrnosti), správně jej zařadit do krystalové soustavy, ujasnit si průběh os osního kříže a pojmenovat tvary, jejichž plochy krystal omezují. Mineraloga-začátečníka je nutno upozornit, že by měl dodržet naznačený postup: nejprve prvky souměrnosti – potom krystalová soustava – následně osy osního kříže – nakonec tvary (a případně i jejich Millerovy, příp. Miller-Bravaisovy symboly). Lze namítnout, že například krystal na obrázku 105 je již na první pohled tetragon-trioklaedr a že hledání prvků souměrnosti atd. je zbytečné. V tomto případě to zbytečné opravdu je. Jenže podívejme se na obrázek 98. Krystal fluoritu na tomto obrázku má tvar krychle, což pozná snad každý. Jenže co když to není fluorit (a ani jiný minerál v kubické soustavě) a co když ona krychle krychlí není?

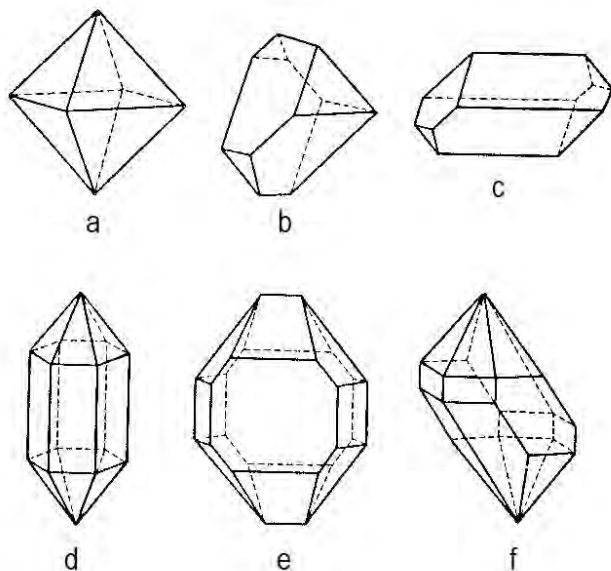
Krystaly některých minerálů se nás snaží oklamat. Příkladem tohoto „klamání tělem“ jsou slídy (například muskovit). Slídy krystalují v monoklinické soustavě, hodnota úhlu β (tj. úhlu mezi krystalografickými osami x a z) je blízká 90° . Krystaly slíd jsou převážně tabulkovité s šestiúhelníkovým nebo (méně často) kosočtvercovým obrysem. Proto se nám takové krystaly slíd jeví jako hexagonální nebo rombické. Lze to vyjádřit slovy, že slídy jsou pseudohehexagonální nebo pseudorombické. Na připojeném obrázku jsou krystaly corkitu, jenž krystaluje v trigonální soustavě. Jeho krystaly mohou být různých typů. Spíše výjimečně jde o romboedry (klence), které se svým tvarem velmi podobají krychlím. V tomto případě jsou krystaly corkitu pseudokubické.



Pseudokubické krystaly corkitu; šířka snímku 4 mm. Důl Schöne Aussicht, Dernbach, Wirges, Westerwaldkreis, Rheinland-Pfalz, Německo. Foto: Stephan Wolfsried.

4.6. Morfologie reálných krystalů

Reálné krystaly jsou prakticky vždy vyvinuty nedokonale. To platí jak o jejich krystalové struktuře, tak o jejich vnějším tvaru (morfologii). Nedokonalost vnějšího tvaru se projevuje například tím, že stejnocenné plochy, které by na ideálně vyvinutých krystalech měly stejnou velikost a geometrii, se na reálných krystalech liší svými rozměry a někdy i geometrií. Již výše v poznámce k obrázku 100 bylo upozorněno na rozdíl mezi ideálně a reálně (nestejnoměrně, různoměrně) vyvinutým hexaedrem. Obrázek 106 znázorňuje, jak se může projevit nestejnoměrný vývin ploch na krystalech magnetitu a křemene.

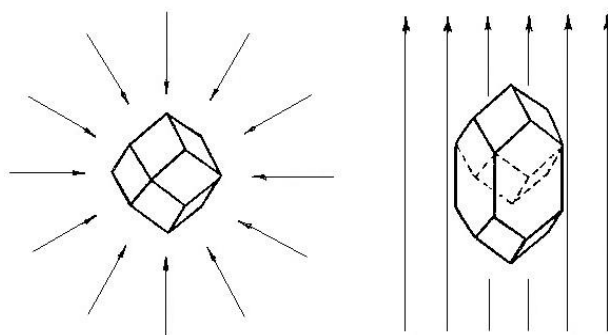


Obr. 106. Ideální vývin krystalu magnetitu (a), různoměrný vývin krystalu magnetitu (b, c). Ideální vývin krystalu křemene (d), různoměrný vývin krystalu křemene (e, f) – Rösler (1988).

Z obrázku 106 je zřejmé, že různoměrný vývin snižuje morfologickou souměrnost krystalu. Ideálně vyvinutý krystal magnetitu (obrázek 106a) má tvar oktaedru, a tedy nejvyšší možnou symetrii, která odpovídá hexaoktaedrickému oddělení kubické soustavy. Různoměrně vyvinutý krystal magnetitu na obrázku 106b je zcela asymetrický. Krystal magnetitu na obrázku 106c má zřejmě střed souměrnosti, a připomíná tak spojku čtyř pinakoidů v triklinicky pinakoidálním oddělení. Ideální krystal křemene se symetrií odpovídající holodrickému oddělení hexagonální soustavy je znázorněn na obrázku 106d. Různoměrně vyvinutý krystal křemene na obrázku 106e má symetrii charakteristickou pro krystaly náležející do rombicky dipyramidálního oddělení (pokud se shodneme na tom, že vyobrazený krystal má tři roviny souměrnosti, tři digyry a střed souměrnosti). Krystal křemene na obrázku 106f bychom na základě jeho souměrnosti zřejmě zařadili do triklinické soustavy.

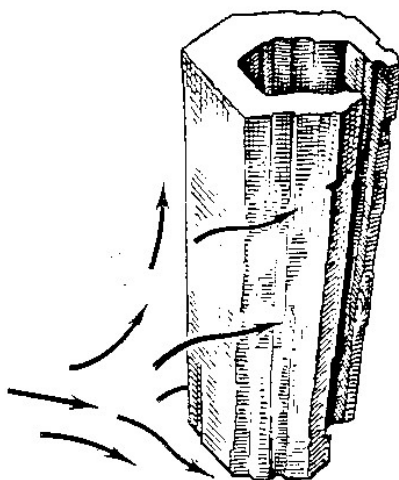
Různoměrný vývin stejnocenných krystalových ploch je výsledkem jejich nerovnoměrného růstu. K nerovnoměrnému růstu dochází například působením gravitačních sil, prouděním roztoků, z nichž se ukládají stavební částice na povrch rostoucího krystalu, vlivem difuze v určitém směru nebo nedostatkem prostoru pro ideální vývin krystalu.

Pouze za ideálních podmínek je přísun stavebních částic k rostoucímu krystalu stejně intenzivní ze všech směrů. V levé polovině obrázku 107 je znázorněn krystal granátu, jenž roste v prostředí, které umožňuje vznik prakticky ideálně vyvinutého rombického dodekaedru. Reálné krystaly však rostou v anizotropním prostředí, v němž intenzita přínosu stavebních částic závisí na směru. Pokud je intenzita přínosu stavebních částic z jednoho směru výrazně vyšší než z ostatních směrů (viz pravá polovina obrázku 107), nemůže být vývin krystalu ideální – symetrie okolního prostředí v tomto případě ovlivňuje morfologii a symetrii rostoucího krystalu (různoměrně vyvinutý rombický dodekaedr na obrázku 107 má symetrii zdánlivě odpovídající holodrickému oddělení tetragonální soustavy).



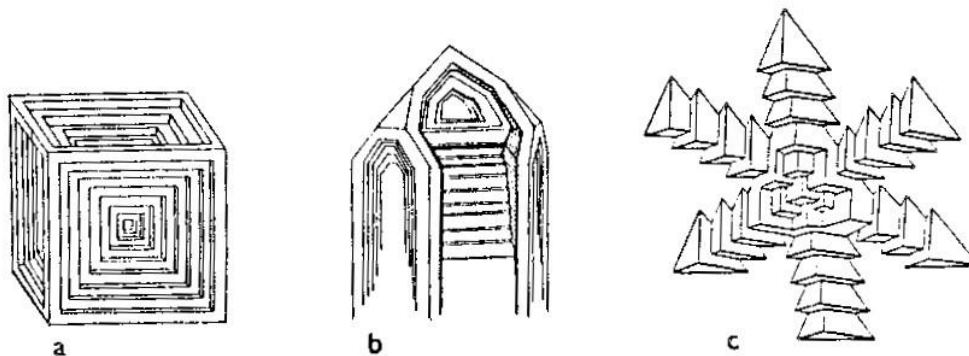
Obr. 107. Vliv symetrie prostředí na morfologii rostoucího krystalu (Kostov 1971). K rostoucímu krystalu náležejícímu do kubické soustavy jsou stavební částice přinášeny ze všech směrů (krystal má tvar romboického dodekaedru – *vlevo*), nebo jen z jednoho směru (vývin krystalu není ideální – *vpravo*).

S různoměrným vývinem krystalů způsobeným difuzí nebo přísunem roztoků přednostně z určitého směru se často setkáváme u tzv. metakrystů. Růst metakrystů probíhá v pevném prostředí. K jejich vzniku dochází při metamorfních procesech, v průběhu diagenese nebo při metasomatických procesech v pegmatitových tělesech a na hydrotermálních žilách. Metakrysty bývají poměrně dokonale omezeny krystalovými plochami ze všech stran. Jejich krystalové omezení je zpravidla jen velmi jednoduché. Ve srovnání s krystaly rostoucími například volně v roztoku nebo tavenině bývají metakrysty téhož minerálu omezeny plochami menšího počtu tvarů. Metakrysty mají často sloupcovitý nebo tabulkovitý habitus, a to obzvláště v případech, kdy jsou přítomny v regionálně metamorfovaných horninách s výraznou foliací. Metakrysty velmi často obsahují četné uzavřeniny minerálů z okolního prostředí, které bývají obzvláště ve velkém množství přítomny v centru metakrystů. Na obrázku 108 je znázorněn „pouzdrovitý“ metakryst berylu, jenž vzniká v průběhu metasomatózy. Je zřejmé, že k jeho růstu dochází především na plochách, k nimž jsou potřebné stavební částice přinášeny nejintenzivněji. Rostoucí metakryst má v tomto stádiu vývoje charakter nedokonalého „pouzdra“, jímž jsou postupně obklopovány a uzavírány minerály okolního prostředí.



Obr. 108. Metakryst berylu v podobě „pouzdra“, vznikajícího přínosem stavebních částic ve směru šipek. Metakrysty berylu tohoto charakteru jsou často výsledkem metasomatických procesů v pegmatitech.

Za určitých podmínek se na rostoucím krystalu přednostně vytvářejí rohy a hrany, zatímco připojování stavebních částic na plochy rostoucího krystalu probíhá jen velmi pomalu. Dochází tak ke kostrovitému růstu, jímž vznikají kostrovité krystaly, jejichž krystalové plochy se obvykle stupňovitě „propadají“ do středu krystalu (obrázky 109a, 109b, 110, 111). Kostrovité, silně „rozvětvené“ krystaly se často označují jako dendritické krystaly – například krystal mědi na obrázcích 109c a 112, krystal stříbra na obrázku 113, nebo krystal zlata na obrázku 114.



Obr. 109. Kostrovitý vývin krystalu halitu (a), křemene (b) a dendritický krystal mědi (c) – Rösler (1988).



Obr. 110. Kostrovitě vyvinuté hexaedry halitu; šířka snímku cca 95 mm. Searles Lake, San Bernardino County, California, USA. Foto: Rob Lavinsky.



Obr. 111. Kostrovitý vývin galenitu; šířka snímku cca 10 mm. Halda Dolu Kateřina, Radvanice, okres Trutnov, Královéhradecký kraj, ČR. Foto: Harold Moritz.



Obr. 112. Dendritický krystal mědi; šířka snímku cca 23 mm. Důl Onganja, Helen Farm 235, Seeis, Windhoek Rural, Khomas, Namibie.
Foto: Rob Lavinsky & irocks.com.



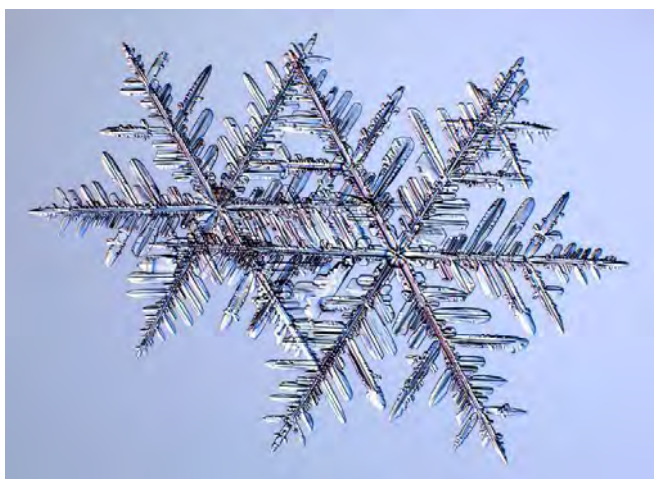
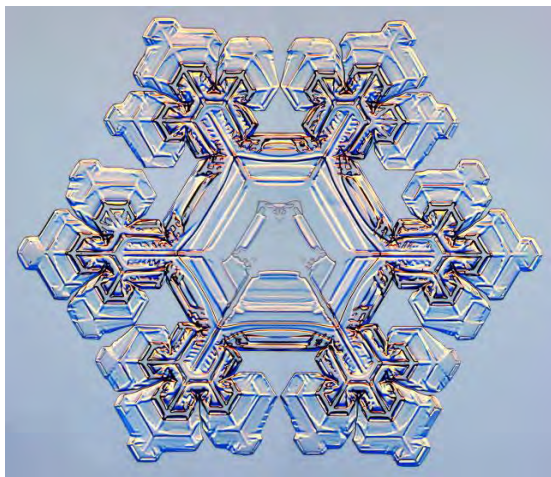
Obr. 113. Dendritický krystal stříbra; šířka snímku 20 mm. Lauta, Sachsen, Německo.
Foto: Rainer Bode.



Obr. 114. Dendritický krystal zlata; šířka snímku cca 40 mm. Důl Eagle's Nest, Sage Hill, Michigan Bluff Mining District, Placer County, California, USA.
Foto: Matt McGill.

Poznámka

Rozmanitě vyvinutými kostrovitými krystaly jsou sněhové vločky. Jejich různou morfologii dokumentují připojené fotografie, jejichž autorem je Kenneth G. Libbrecht.



Za první vědecké dílo v oboru krystalografie je považována práce Johannese Keplera *De nive sextangula* („O šestiúhelné sněhové vločce“) z roku 1610 nebo 1611, dokládající pravidelnou stavbu sněhových vloček, která respektuje zákony geometrie. Je možná vhodné dodat, že Johannes Kepler (1571-1630) byl německý matematik, astronom (a také astrolog), fyzik a filozof. Je označován za „zakladatele nebeské mechaniky“. Pokusil se matematicky formulovat zákony, jimiž se řídí pohyby planet okolo Slunce (jde o tři Keplerovy zákony), a to na základě pozorování Tychona de Brahe, jenž Keplera pozval do Prahy a učinil z něj svého asistenta (v roce 1600). Po smrti Braheho v roce 1601 byl Kepler jmenován císařským dvorním matematikem. Tychon de Brahe a následně Johannes Kepler během působení na dvoře Rudolfa II. vytvořili z Prahy významné centrum tehdejší astronomie.

Poznámka

Mineralogové, kteří se zabývají morfologií krystalů, mají raději malé krystaly než velké. Na malých krystalech je často více krystalových ploch než na těch velkých. Tato skutečnost je dána tím, že anizotropie krystalů se projevuje rozdílnou rychlostí růstu ploch různých tvarů. Tvary, jejichž plochy rostou rychleji než plochy jiných tvarů, během růstu krystalu postupně zanikají. Během růstu krystalu tedy dochází k poklesu počtu ploch, v závěrečném stadiu vývoje je krystal omezen hlavně (nebo jen) plochami, které rostou relativně pomalu (viz obrázek 47 na straně 45).

4.7. Velikost krystalů

Ve výše uvedené poznámce je zmíněno, že morfologičtí krystalografové preferují menší krystaly. Sběratelé minerálů dávají spíše přednost těm větším. Velké krystaly dobře omezené vlastními krystalovými plochami jsou právem ozdobou mineralogických sbírek. Zájemci o neživou přírodu a studenti geologie se zpravidla ptají na rozměry těch největších. Snad je uspokojí tato podkapitola.

Podmínky pro vznik velkých, krystalovými plochami omezených krystalů (často označovaných jako gigakrystaly) jsou v pegmatitech, při jejichž genezi se výrazně uplatnila fluidní fáze (tj. roztoky a plyny).

V lithném pegmatitu na dole Etta u Keystone (Pennington County, South Dakota, USA) byl nalezen krystal spodumenu (lithného pyroxenu) o rozměrech 13 x 0,9 x 1,8 m, hmotnost cca 90 tun. Velké krystaly spodumenu (přes 1 m) byly na tomto dole zcela běžné. Spodumen zde byl těžen v letech 1898–1959 jako zdroj lithia, z pegmatitu na dole Etta byl získáván také muskovit, živec, Nb-Ta minerály a beryl. Krystaly berylu v pegmatitech mohou dosahovat značných rozměrů. Z jednoho pegmatitového ložiska na Madagaskaru je uváděn šestiboký sloupec berylu o průměru 3,5 m a délce 18 m, hmotnost tohoto krystalu je cca 400 tun.

Gigakrystaly se mohou vytvořit i jako součást hydrotermální mineralizace, pokud jsou splněny vhodné geochemické a termodynamické podmínky a pokud mají dostatek prostoru ke svému růstu. Příkladem jsou krystaly kalcitu v dutinách bazaltu na lokalitě Helgustadir ve východní části Islandu. Jde o historicky významné naleziště kalcitu optické kvality (tzv. islandský vápenec), známé od roku 1669, těžba zde skončila v roce 1925. Na lokalitě Helgustadir bylo nalezeno několik gigakrystalů kalcitu, největší zmiňovaný v literatuře měl rozměry 6 x 6 x 3 m, hmotnost 280 tun.



Obr. 115. Gigakrystaly sádrovce v „Jeskyňi krystalů“ na Dole Naica v Mexiku. Většina obrovských krystalů na délku kolem 6 m, nejdelší až 12 m. Foto: Paolo Pettrignani (Nat GEO).

Krystaly několikametrových rozměrů, které jsou omezeny zcela nebo z velké části vlastními krystalovými plochami, jsou v přírodě zcela výjimečné. Pokud jsou v současné době někde nalezeny, jsou sdělovacími prostředky právem považovány za senzaci a v médiích je jim věnována pozornost. V roce 2000 byl senzací z říše nerostů objev Jeskyně krystalů (Cueva de los Cristales) v mexickém státě Chihuahua. Tato jeskyně s mnoha obrovskými prizmatickými krystaly sádrovce byla nalezena v prostoru Dolu Naica v hloubce cca 300 m (obr. 115 a 116).



Obr. 116. Gigakrystaly sádrovce v „Jeskyni krystalů“ na Dole Naica v Mexiku.
Foto: Nat GEO.

Poznámka

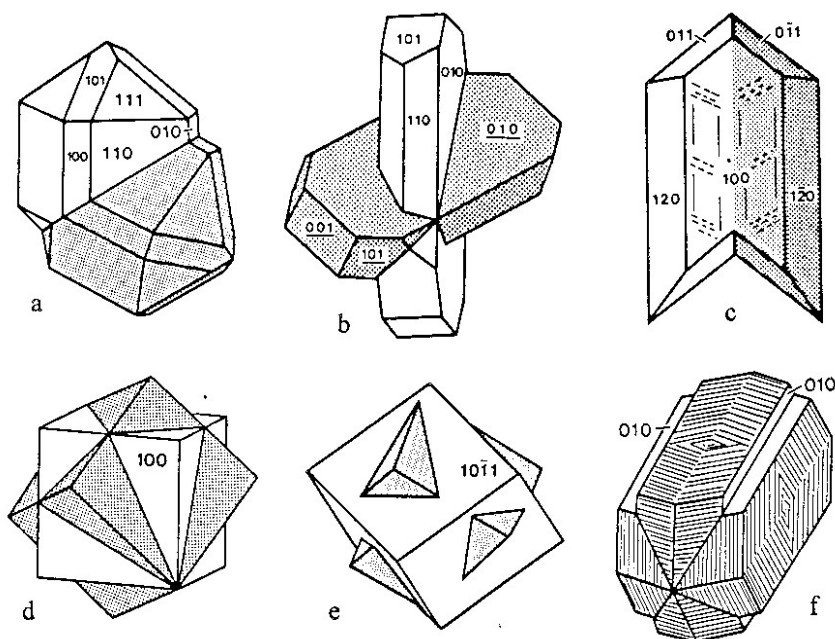
Hydrotermální sulfidická Pb-Zn-Ag mineralizace rudního revíru Naica vznikla ve vápencích. V závěrečném stadiu formování hydrotermálního zrudnění docházelo k oxidaci sulfidů a tvorbě kyseliny sírové. Reakcí kyseliny sírové s okolním vápencem se vytvářely roztoky bohaté na Ca^{2+} a SO_4^{2-} , s nichž se vysrážel anhydrit (CaSO_4), který byl za daných teplotních podmínek stabilní. Za atmosférického tlaku je anhydrit stabilní fází při teplotách nad 56–58 °C. Pod touto teplotou je anhydrit nestabilní, stabilní fází se stává sádrovec ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Pokles teploty v prostoru revíru Naica vedl k rozpouštění anhydritu a k formování roztoků mírně přesycených Ca^{2+} a SO_4^{2-} vzhledem k sádrovci. Při dlouhodobě stálé teplotě mírně pod 58 °C a za stabilních geochemických podmínek se z těchto roztoků mohly vytvořit obrovské krystaly sádrovce. Velikost krystalů sádrovce v Jeskyni krystalů běžně dosahuje kolem 6 m, délka nejdelšího krystalu je cca 12 m (hmotnost cca 55 tun). Růst krystalů probíhal velmi pomalu, doba krystalizace byla minimálně 500 tisíc let.

4.8. Zákonitě krystalové srůsty (dvojčatění)

Dva krystaly téhož minerálu spolu mohou zákonitě srůstat, a vytvářet tak **krystalová dvojčata** (obr. 117). Způsob dvojčatného srůstání je definován tzv. dvojčatným zákonem. U některých minerálů dochází k dvojčatění podle různých dvojčatných zákonů za vzniku různých typů krystalových dvojčat.

Běžné jsou dvojčatné srůsty například u staurolitu, u nějž jde o dvojčata dvou typů. U prvního typu staurolitových dvojčat svírají vertikální osy obou krystalových jedinců úhel přibližně 60° , dvojče připomíná písmeno X (obr. 117b, 118), u druhého typu (v přírodě méně rozšířeného) svírají vertikální osy obou jedinců pravý úhel, dvojče připomíná znaménko + (obr. 119). Velmi časté jsou zákonitě srůsty u živců, které vytvářejí dvojčata podle různých zákonů. Jde například o dvojčatění podle karlovarského zákona, jímž vznikají tzv. karlovarská dvojčata (obr. 120 až 122), nebo podle albitového a manebašského zákona. Zcela běžně u živců dochází k polysyntetickému dvojčatnému srůstání, při němž spolu paralelně srůstá velký počet krystalových jedinců tabulkovitěho habitu (obr. 123).

K častému dvojčatění dochází u řady dalších minerálů. Příkladem může být křemen, kalcit, sádrovec (obr. 117c, 124, 125 – dvojčata označovaná jako „vlastovčí ocasy“), kassiterit (obr. 117a), fluorit (obr. 117d, 126), rutil (obr. 127 až 129), cerusit (obr. 130 až 132), chabasit (obr. 117e), phillipsit (obr. 117f, 133 až 135) a magnetit. Dvojčatění je u mnoha nerostných druhů zcela běžným jevem, ne vždy je však patrné již makroskopicky.



Obr. 117.
Dvojčatění
kassiteritu (a),
staurolitu (b),
sádrovce (c),
fluoritu (d),
chabasitu (e)
a phillipsitu (f).

Poznámka

V literatuře se občas objevují termíny typu „trojčata“, „čtyřčata“, „šesterata“, „osmerčata“ nebo „dvanáctčata“. Jde o termíny v zásadě nesprávné, a proto bývají uváděny v uvozovkách. Jejich význam je však zcela jasný, jde o zákonitý srůst daného počtu jedinců. Například „trojčata“ cerusitu jsou tvořena třemi dvojčatně srůstajícími jedinci (obr. 130 a 131).

Lze rozlišit dva typy dvojčat: kontaktní dvojčata a penetrační dvojčata (prorostlice). V případě kontaktních dvojčat se oba jedinci dotýkají ve společné rovině, která je odděluje. Penetrační dvojčata se skládají z jedinců, kteří se navzájem pronikají, rozhraní mezi nimi má složitý průběh.

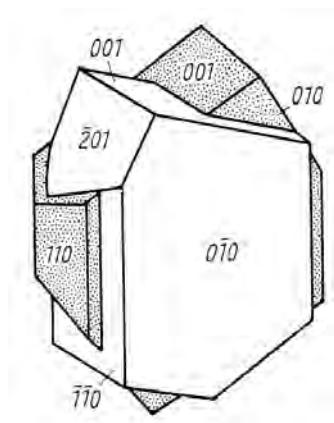
Pokud dochází ke srůstu velkého počtu jedinců a jejich kontaktní plochy jsou navzájem rovnoběžné, označujeme toto dvojčatění jako polysyntetické (obr. 123). Jsou-li rozhraní mezi jedinci různoběžná, a pokud srůstající krystaly vytvářejí kruh, pak jde o cyklický srůst (cyklické dvojčatění – viz cyklická „osmerčata“ rutilu na obrázcích 127 a 129).



Obr. 118. Dvě staurolitová dvojčata (typu X); šířka snímku cca 50 mm. Kejvy, Lovozerský masiv, Kolský poloostrov, Rusko. Foto: Jean Dehaye.



Obr. 119. Dvojčata staurolitu (typu + v pravém dolním kvadrantu, typu X v levém horním kvadrantu); šířka snímku cca 55 mm. Kejvy, Lovozerský masiv, Kolský poloostrov, Rusko. Foto: Rob Lavinsky.



Obr. 120. Dvojče draselného živce podle karlovarského zákona („karlovarské dvojče“) – Rösler (1988).



Obr. 121. Draselný živec (sanidin) – dvojče podle karlovarského zákona; šířka snímku cca 50 mm. Ostrov Samothraki, Řecko. Foto: Triantafyllos Soldatos.



Obr. 122. Draselný živec (ortoklas) – dvojče podle karlovarského zákona v granitu; šířka snímku cca 50 mm. Karlovy Vary, okres Karlovy Vary, Karlovarský kraj, ČR. Foto: Jesse Fisher.