

# VŠEOBECNÁ MINERALOGIE

## Část 2.

**doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.**

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

**(říjen 2005)**

### Obsah obou částí studijního textu:

#### *Část 1.*

Úvod

1. Mineralogie a její rozdělení
2. Strukturní a chemická krystalografie
  - 2.1. Struktura krystalu a prostorová mřížka
  - 2.2. Základní buňka
  - 2.3. Reálné krystalové struktury
  - 2.4. Zastupování atomů v krystalové struktuře
  - 2.5. Krystalochemické vzorce
  - 2.6. Polymorfie a polytypie
3. Morfologická krystalografie
  - 3.1. Prvky omezení krystalu
  - 3.2. Zákon o stálosti úhlu hran
  - 3.3. Souměrnost krystalů, krystalová oddělení

#### *Část 2.*

- 3.4. Krystalové osní kříže, Weissovy, Millerovy a Bravaisovy symboly, jednoduché krystalové tvary a spojky, krystalové osní elementy
- 3.5. Krystalové soustavy
- 3.6. Habitus a typus krystalu
- 3.7. Zákonité krystalové srůsty
4. Vznik a vývoj krystalu
  - 4.1. Nukleace

- 4.2. Mechanismus růstu krystalu
  - 4.3. Defekty růstu krystalu
  - 4.4. Zonální růst krystalu
  - 4.5. Sektorový růst krystalu
  - 4.6. Rychlost růstu krystalu
  - 4.7. Nerovnoměrný růst reálných krystalů, morfologie reálných krystalů a krystalických agregátů
  - 4.8. Rekrystalizace
  - 4.9. Rozpouštění krystalů
  - 4.10. Pseudomorfózy
  - 5. Fyzikální krystalografie
  - 5.1. Optické vlastnosti nerostů
  - 5.1.1. Odraz a lom světla, polarizační mikroskop
  - 5.1.2. Propustnost světla
  - 5.1.3. Barva a vryp
  - 5.1.4. Lesk
  - 5.2. Štěpnost a lom
  - 5.3. Tenacita (tuhost, kvalita soudržnosti)
  - 5.4. Tvrdost
  - 5.5. Hustota
  - 5.6. Magnetismus
  - 5.7. Piezoelektrina a pyroelektrina
  - 5.8. Tavitelnost
- Literatura doporučená pro další studium

## Všeobecná mineralogie – část 2.

### 3.5. Krystalové soustavy

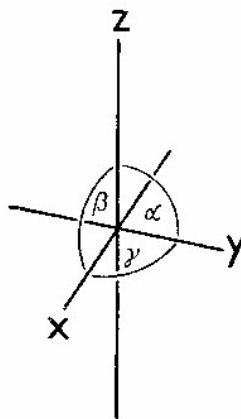
Jak již bylo uvedeno v 1. části tohoto studijního textu, existuje 32 krystalových oddělení, která lze seskupit do sedmi soustav:

- a/ triklinická (trojklonná) soustava,
- b/ monoklinická (jednoklonná) soustava,
- c/ rombická (kosočtverečná) soustava,
- d/ tetragonální (čtverečná) soustava,
- e/ hexagonální (šesterečná) soustava,
- f/ trigonální (klencová) soustava,
- g/ kubická (krychlová) soustava.

#### Triklinická (trojklonná) soustava

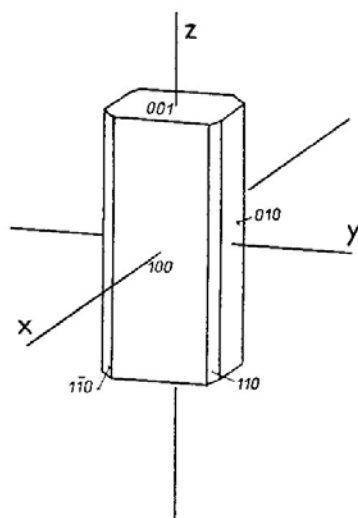
Triklinická soustava zahrnuje krystaly zcela nesouměrné (monogyry při těchto úvahách vypouštíme) nebo mající nejvýše střed souměrnosti (monogyroidu). Z toho je

zřejmé, že triklinická soustava má dvě krystalová oddělení. Osní kříž triklinické soustavy je trojosý (obr. 22). Všechny tři meziosní úhly jsou tupé a platí, že  $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ . 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  $\alpha$ ,  $\beta$  a  $\gamma$ .



Obr. 22. Osní kříž triklinické soustavy.

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 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 např. tak, aby byly rovnoběžné s relativně většími svislými plochami, přičemž úsek na ose  $x$  by měl být menší než úsek na ose  $y$  (na obr. 23 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.



Obr. 23. Volba os osního kříže na krystalu kyanitu.

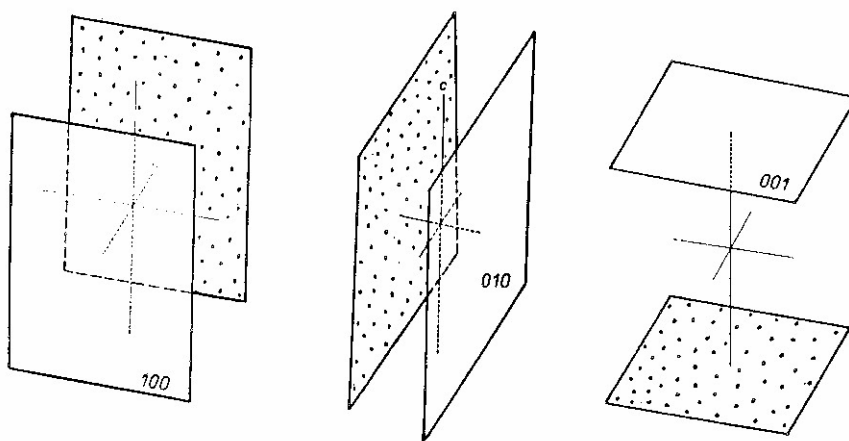
Jediným tvarem, který se vyskytuje na krystalech náležejících do triklinicky pinakoidálního oddělení, je pinakoid. Jako pinakoid se označuje dvojice rovnoběžných ploch. Existence jednoúsekových, dvojúsekových a trojúsekových ploch podmiňuje existenci tří typů pinakoidů:

a/ plochy pinakoidů jsou jednoúsekové - jde o pinakoidy  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  a  $\{001\}$  znázorněné na obr. 24,

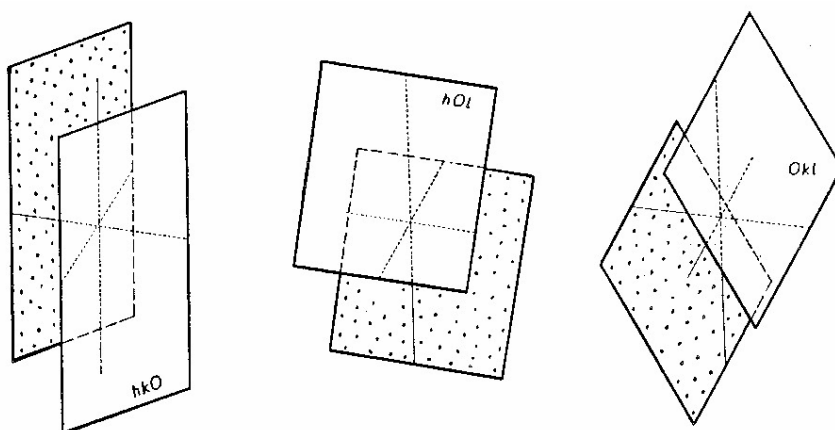
b/ plochy pinakoidů jsou dvojúsekové - jde například o pinakoidy s obecným symbolem  $\{hk0\}$ ,  $\{h0l\}$  a  $\{0kl\}$  znázorněné na obr. 25,

c/ plochy pinakoidů jsou trojúsekové - jde například o pinakoidy s obecným symbolem  $\{hkl\}$  (viz obr. 26).

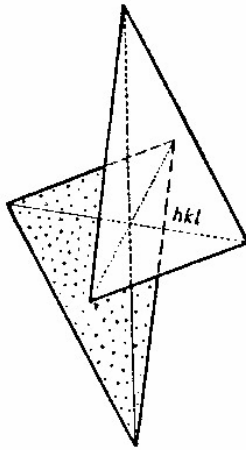
Všechny krystaly triklinicky pinakoidálního oddělení jsou spojkami tří nebo více pinakoidů.



Obr. 24. Pinakoidy  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  a  $\{001\}$ .

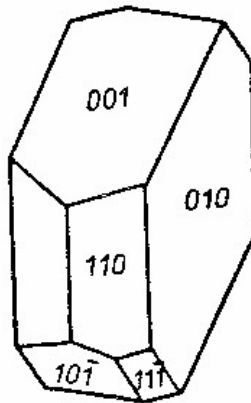


Obr. 25. Pinakoid  $\{hk0\}$ ,  $\{h0l\}$  a  $\{0kl\}$ .

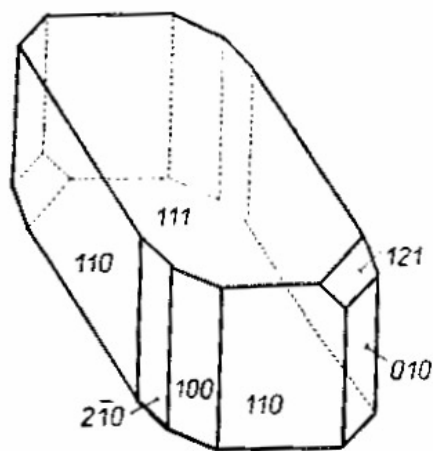


Obr. 26. Pinakoid  $\{hkl\}$ .

V triklinicky pinakoidálním oddělení krystaluje např. albit (obr. 27), kyanit (obr. 23) nebo chalkantit (obr. 28).



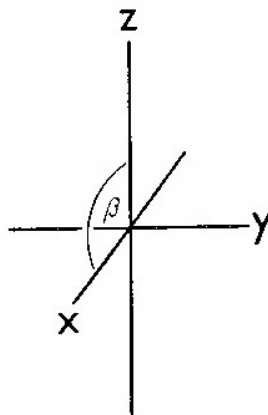
Obr. 27. Krystal albitu.



Obr. 28. Krystal chalkantitu.

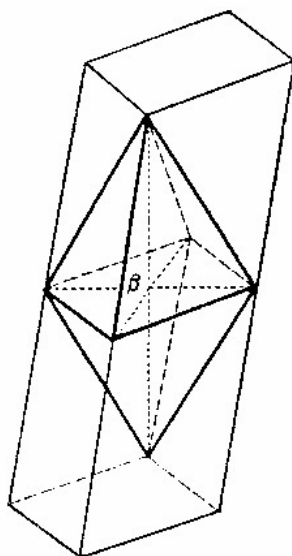
### Monoklinická (jednoklonná) soustava

Monoklinická soustava zahrnuje tři krystalová oddělení. Osní kříž monoklinické soustavy je tvořen třemi osami. Mezi osami úhly  $\alpha$  a  $\gamma$  jsou pravé, úhel  $\beta > 90^\circ$  (obr. 29). Trojúhelníková 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 soustavě monoklinické se liší poměrem  $a : b : c$  a hodnotou úhlu  $\beta$ .



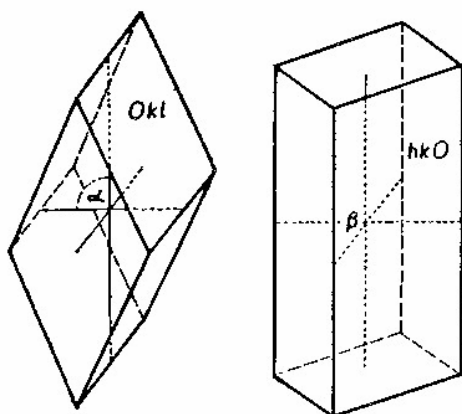
Obr. 29. Osní kříž monoklinické soustavy.

Holoedrické oddělení monoklinické soustavy se nazývá monoklinicky prizmatické oddělení. Z prvků souměrnosti má jednu rovinu souměrnosti, k ní kolmou digyry a 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 figurou a 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  $y$ ) zvolíme 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.



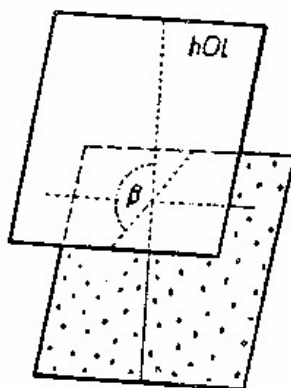
Obr. 30. Monoklinické prizma  $\{hkl\}$ .

Základním tvarem monoklinicky prizmatického oddělení je trojúsekové monoklinické prizma. Skládá se ze čtyř ploch, které tvoří teoreticky nekonečný čtyřboký hranol. Na obr. 30 je znázorněno monoklinické prizma  $\{111\}$  - silnou čarou jsou na tomto prizmatu naznačeny trojúhelníkové plochy  $(111)$ ,  $(\bar{1}\bar{1}1)$ ,  $(1\bar{1}\bar{1})$  a  $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ , které jsou součástí prizmatu  $\{111\}$  a které by se objevily na spojce prizmatu  $\{111\}$  s prizmatem  $\{1\bar{1}\bar{1}\}$ . Monoklinické prizma může být tvořeno i čtveřicí dvojúsekových ploch, přičemž tyto plochy jsou rovnoběžné s osou  $x$  nebo  $z$  - jde o monoklinická prizmata  $\{0kl\}$  a  $\{hk0\}$  znázorněná na obr. 31.

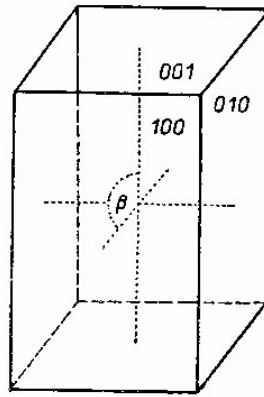


Obr. 31. Monoklinická prizmata  $\{0kl\}$  a  $\{hk0\}$ .

Dalším tvarem monoklinicky prizmatického oddělení je pinakoid. Obdobně jako v triklinicky pinakoidálním oddělení jde o dvojici paralelních ploch, které však v případě monoklinicky prizmatického oddělení mohou být dvojúsekové nebo jednoúsekové. Pinakoidy tvořené dvojúsekovými plochami (obr. 32) jsou vždy rovnoběžné s osou  $y$ . Pinakoidy tvořené jednoúsekovými plochami mají Millerovy symboly  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  a  $\{001\}$  - na obr. 33 je znázorněna spojka všech tří pinakoidů.

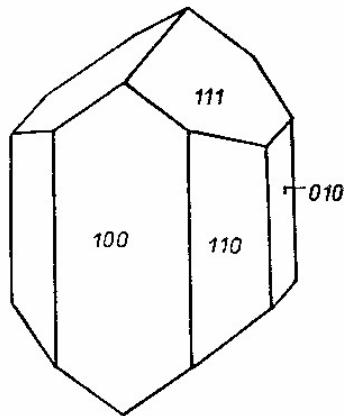


Obr. 32. Pinakoid  $\{h0l\}$ .

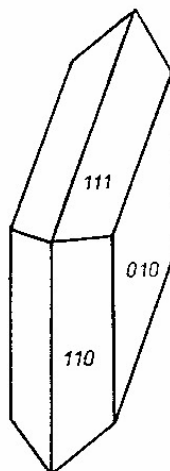


Obr. 33. Spojka pinakoidů  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  a  $\{001\}$ .

V monoklinicky prizmatickém oddělení krystalují např. slídy, některé amfiboly (tzv. klinoamfiboly), některé pyroxeny (tzv. klinopyroxeny, k nimž patří např. augit - obr. 34), ortoklas (obr. 15) a sádrovec (obr. 35).



Obr. 34. Krystal augitu.

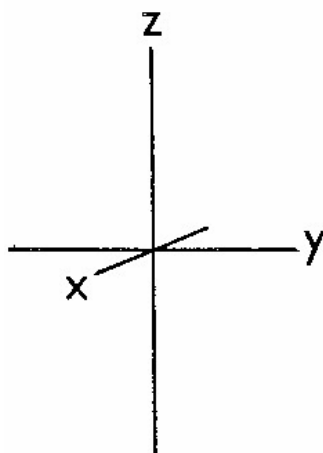


Obr. 35. Krystal sádrovce.



### Rombická (kosočtverečná) soustava

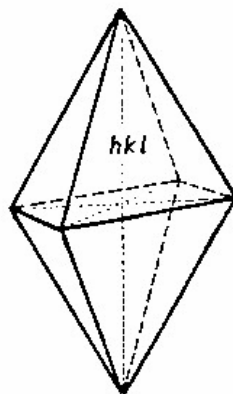
Rombická soustava má tři krystalová oddělení. Osní kříž rombické soustavy je trojosý. Všechny meziosní úhly jsou pravé (obr. 36). Trojúseková plocha základního tvaru vytíná na osách osního kříže různé velké úseky, což vyjadřuje zápis  $a \neq b \neq c \neq a$ . Krystalové osní elementy, jimiž se odlišují různé látky krystalující v soustavě rombické, jsou dány poměrem  $a : b : c$ .



Obr. 36. Osní kříž rombické soustavy.

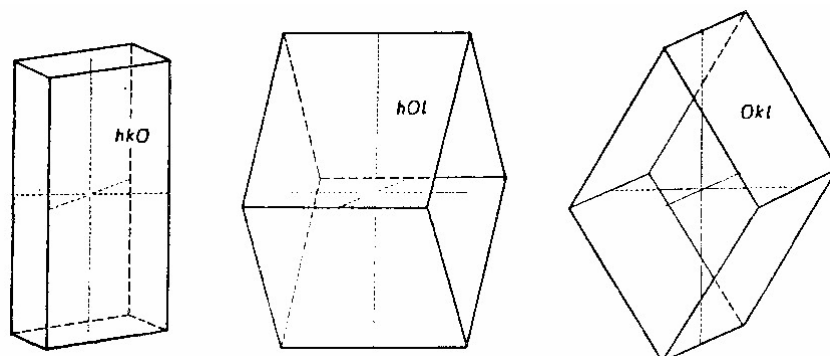
Holoedrické oddělení rombické soustavy se nazývá rombicky dipyramidální oddělení. Toto oddělení má sedm prvků souměrnosti: tři navzájem kolmé roviny souměrnosti, tři navzájem kolmé digyry ležící v průsečících rovin souměrnosti a střed souměrnosti, který leží v průsečíku rovin souměrnosti a digyr. Střed 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  $a < b < c$ ).

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. 37).



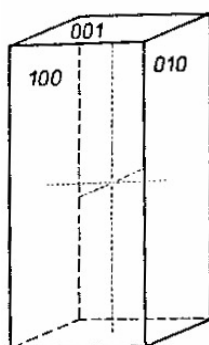
Obr. 37. Rombická dipyramida  $\{hkl\}$ .

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 (obr. 38) mají obecně symboly  $\{hk0\}$ ,  $\{h0l\}$  a  $\{0kl\}$ .



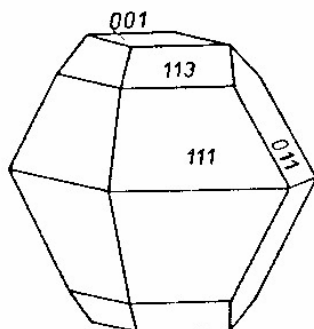
Obr. 38. Rombická prizmata  $\{hk0\}$ ,  $\{h0l\}$  a  $\{0kl\}$ .

Pinakoid je v rombické soustavě dvojicí jednoúsekových paralelních ploch, které mají Millerův symbol  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  nebo  $\{001\}$  - spojka všech tří pinakoidů je znázorněna na obr. 39.

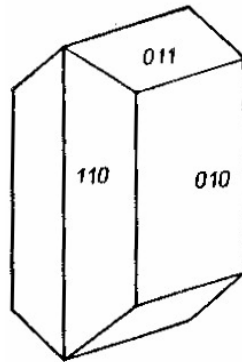


Obr. 39. Spojka pinakoidů  $\{100\}$ ,  $\{010\}$  a  $\{001\}$ .

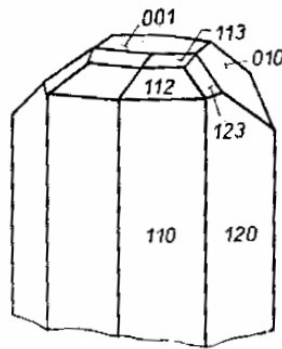
V rombicky dipyramidálním oddělení krystaluje např. síra (obr. 40), aragonit (obr. 41), topaz (obr. 42), olivín, markazit a baryt.



Obr. 40. Krystal rombické síry.



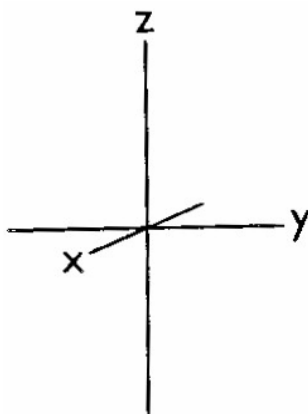
Obr. 41. Krystal aragonitu.



Obr. 42. Část sloupcovitého krystalu topazu.

### Tetragonální (čtverečná) soustava

Tetragonální soustava zahrnuje sedm krystalových oddělení. Osní kříž tetragonální soustavy je tvořen trojicí navzájem kolmých os (obr. 43). 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 soustavě tetragonální, jsou dány poměrem  $a : c$ . Ve všech odděleních tetragonální soustavy je vertikální osa  $z$  totožná s čtyřčetnou osou souměrnosti (tetragyrou nebo inverzní tetragyroidou).

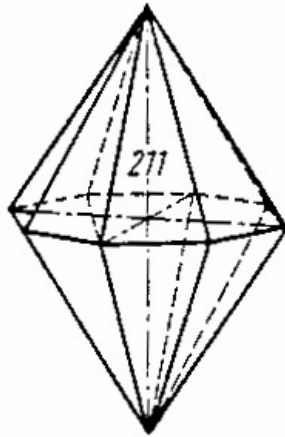


Obr. 43. Osní kříž tetragonální soustavy.

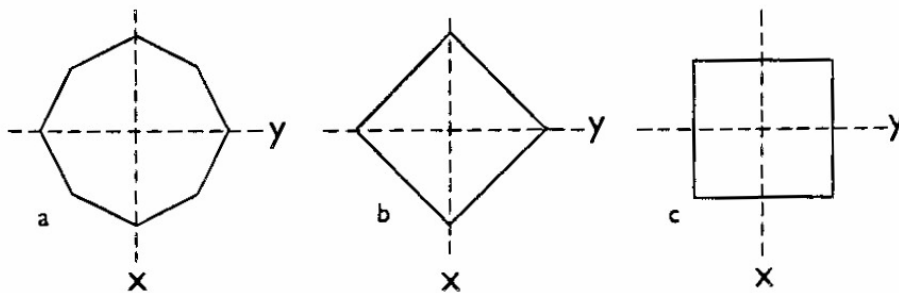
Holoedrické oddělení tetragonální soustavy se nazývá ditetragonálně dipyramidální oddělení. Toto oddělení má 11 prvků souměrnosti: 1 tetragyru, 4 digyry, 5 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Tetragyru je vždy totožná s vertikální osou  $z$  osního kříže. Digyry leží ve vodorovné rovině dané osami  $x$  a  $y$ , což znamená, že digyry jsou kolmé na tetragyru. Jedna digyru je totožná s osou  $x$ , druhá digyru (kolmá k té první) je totožná s osou  $y$  a 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 (tj. 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 dipyramida je uzavřený tvar omezený 16 trojúsekovými plochami (obr. 44). Obecný Millerův symbol ditetragonální dipyramidy je  $\{hkl\}$ . Vodorovná rovina souměrnosti protíná ditetragonální dipyramidu v osmiúhelníku, jehož strany jsou stejně dlouhé, avšak sousední úhly mají rozdílnou velikost (tento osmiúhelník se označuje jako ditetragon a je znázorněn na obr. 45a). Pokud ditetragonální dipyramida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy obecné trojúhelníky.

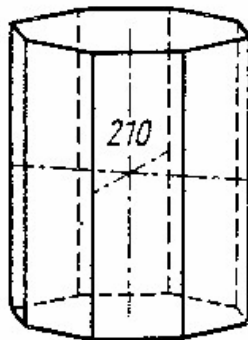


Obr. 44. Ditetragonální dipyramida  $\{211\}$ .



Obr. 45. Ditetragon (a), prototetragon (b) a deuterotetragon (c).

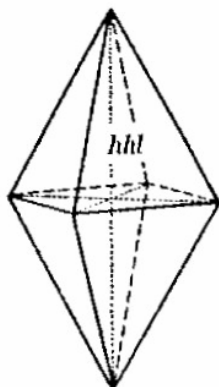
Z ditetragonální dipyramidy lze zvětšením počtu úseků na vertikální ose na nekonečno (tedy  $p = \infty$ ) odvodit ditetragonální prizma. Je to otevřený tvar - teoreticky nekonečný osmiboký hranol, jehož příčný průřez má podobu ditetragonu. Obecný Millerův symbol ditetragonálního prizmatu je  $\{hk0\}$ . Na obr. 46 je znázorněno ditetragonální prizma ukončené plochami pinakoidu.



Obr. 46. Ditetragonální prizma  $\{210\}$  ukončené pinakoidem.

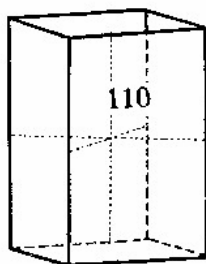
Tetragonální protodipyramida je uzavřený tvar omezený osmi trojúhelníkovými plochami. Obecný Millerův symbol tetragonální protodipyramidy je  $\{hhl\}$  - tento symbol vyjadřuje, že počet úseků na ose  $x$  je roven počtu úseků na ose  $y$  (tedy  $m = n$ ). Vodorovná rovina souměrnosti protíná tetragonální protodipyramidu ve čtverci

označovaném jako prototetragon (obr. 45b). Pokud tetragonální protodipyramida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 47).



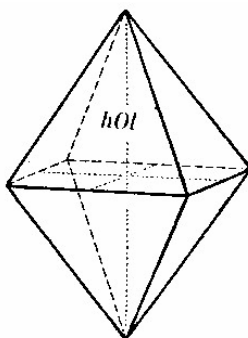
Obr. 47. Tetragonální protodipyramida  $\{hhl\}$ .

Z tetragonální protodipyramidy lze zvětšením počtu úseků na ose  $z$  na nekonečno odvodit tetragonální protoprizma. Je to teoreticky nekonečně dlouhý čtyřboký hranol (tedy otevřený tvar), jehož příčný průřez má podobu čtverce zvaného prototetragon (obr. 45b). Symbol tetragonálního protoprizmu je vždy  $\{110\}$ . Tetragonální protoprizma ukončené plochami pinakoidu je znázorněno na obr. 48.



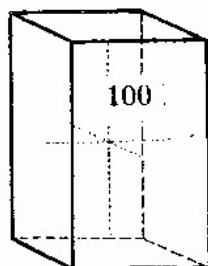
Obr. 48. Tetragonální protoprizma  $\{110\}$ .

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. 45c). Pokud tetragonální deuterodipyramida tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou její plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 49).



Obr. 49. Tetragonální deuterodipyramida  $\{h0l\}$ .

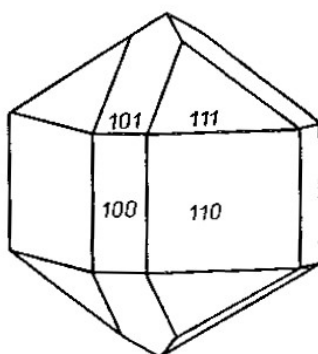
Z tetragonální deuterodipyramidy lze zvětšením počtu úseků na vertikální ose  $z$  na nekonečno odvodit tetragonální deuteroprizma, jehož Millerův symbol je vždy  $\{100\}$ . Tetragonální deuteroprizma ukončené plochami pinakoidu je znázorněno na obr. 50.



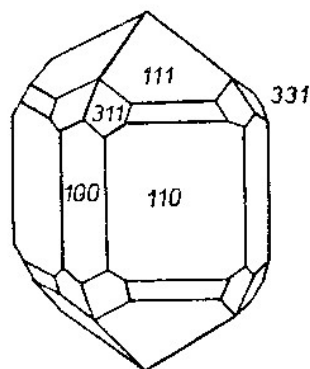
Obr. 50. Tetragonální deuteroprizma  $\{100\}$  ukončené pinakoidem.

Pinakoid je dvojice rovnoběžných ploch, přičemž vzhledem k relativně vysoké symetrii tetragonální soustavy může jít jedině o pinakoid  $\{001\}$ . Pinakoid  $\{001\}$  je znázorněn např. na obr. 46, 48 a 50, kde ukončuje jednotlivé typy prizmat.

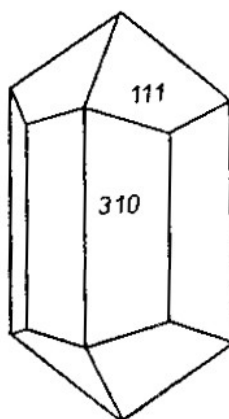
V ditetragonálně dipyramidálním oddělení krystaluje např. kasiterit (obr. 51), rutil (obr. 52) a zirkon (obr. 53).



Obr. 51. Krystal kasiteritu.



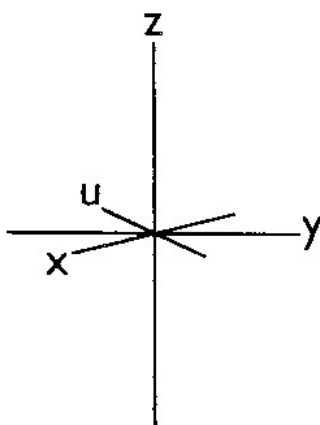
Obr. 52. Krystal rutilu.



Obr. 53. Krystal zirkonu.

#### Hexagonální (šesterečná) soustava

Hexagonální soustava zahrnuje sedm krystalových oddělení. Osní kříž hexagonální soustavy je tvořen čtyřmi osami (obr. 54). Osy  $x$ ,  $y$  a  $u$  jsou stejnocenné; jejich kladné (nebo záporné) poloosy svírají úhel  $120^\circ$ . 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  $a \neq c$ . Ve všech odděleních hexagonální soustavy je vertikální osa osního kříže totožná s šestičetnou osou souměrnosti (hexagyrou nebo inverzní hexagyroidou). Krystalové osní elementy, které jsou charakteristické pro různé látky krystalující v hexagonální soustavě, jsou dány poměrem  $a : c$ .



Obr. 54. Osní kříž hexagonální soustavy.

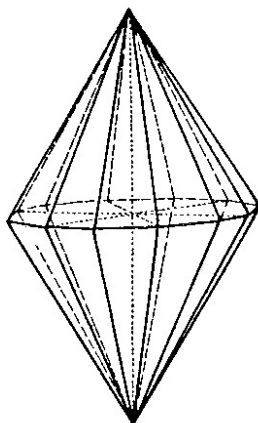
Holoedrické oddělení hexagonální soustavy se nazývá dihexagonálně dipyramidální. Toto oddělení má 15 prvků souměrnosti: 1 hexagyru, 6 digyr, 7 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Hexagyra je totožná s vertikální osou  $z$  osního kříže. Tři digyry jsou osní (totožné s osami  $x$ ,  $y$  a  $u$ ) a tři jsou meziosní (leží v rovině dané osami  $x$ ,  $y$  a  $u$  a půlí úhly mezi osními digyry). Znamená to, že digyry svírají úhly  $30^\circ$



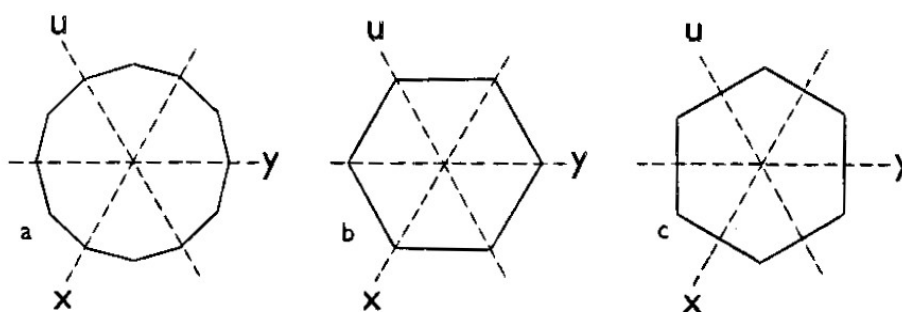
a jsou kolmé na hexagryru. Osami  $x$ ,  $y$  a  $u$  je proložena vodorovná rovina souměrnosti. Zbývajících šest rovin souměrnosti je svislých - všechny svislé roviny jsou proloženy osou  $z$  a jednou z digyr, což znamená, že tři svislé roviny souměrnosti jsou osní a tři svislé roviny souměrnosti jsou meziosní. V průsečíku všech výše uvedených prvků souměrnosti leží střed souměrnosti, jenž je totožný se středem osního kříže.

Krystaly látek krystalujících v holodrickém 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. 55). 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. 56a). Tvoří-li dihexagonální dipyramida jednoduchý tvar, jsou její plochy obecné trojúhelníky. Bravaisův symbol dihexagonální dipyramidy může být např.  $\{2\bar{1}31\}$ .



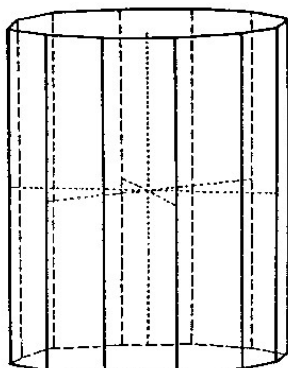
Obr. 55. Dihexagonální dipyramida.



Obr. 56. Dihexagon (a), protohexagon (b) a deuterohexagon (c).

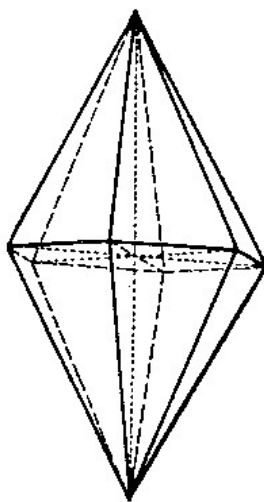
Zvětšením počtu úseků na ose  $z$  na nekonečno lze z dihexagonální dipyramidy odvodit dihexagonální prizma - např. z dihexagonální dipyramidy  $\{2\bar{1}31\}$  lze odvodit dihexagonální prizma  $\{2\bar{1}30\}$ . Dihexagonální prizma je otevřený tvar (dvanáctiboký

hranol, teoreticky nekonečně dlouhý), v jehož základně je dihexagon. Na obr. 57 je znázorněno dihexagonální prizma ukončené plochami pinakoidu.



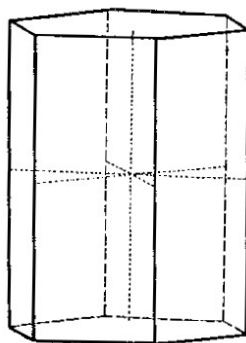
Obr. 57. Dihexagonální prizma ukončené plochami pinakoidu.

Hexagonální protodipyramida je uzavřený tvar omezený dvanácti plochami (obr. 58). Vodorovná rovina souměrnosti protíná hexagonální protodipyramidu v pravidelném šestiúhelníku označovaném jako protohexagon (obr. 56b). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexagonální protodipyramidy rovnoramenné trojúhelníky. Bravaisův symbol hexagonální protodipyramidy je např.  $\{10\bar{1}1\}$ .



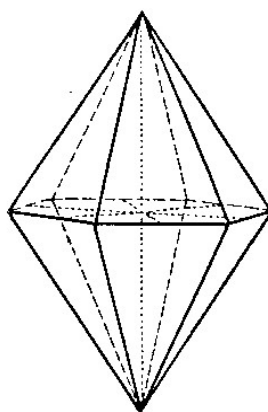
Obr. 58. Hexagonální protodipyramida.

Hexagonální protoprizma lze odvodit z hexagonální protodipyramidy zvětšením počtu úseků na vertikální ose na nekonečno. Hexagonální protoprizma je šestiboký hranol (tedy otevřený tvar), v jehož základně je protohexagon. Bravaisův symbol hexagonálního protoprizmatu může být jedině  $\{10\bar{1}0\}$ . Na obr. 59 je znázorněno hexagonální protoprizma ukončené pinakoidem.



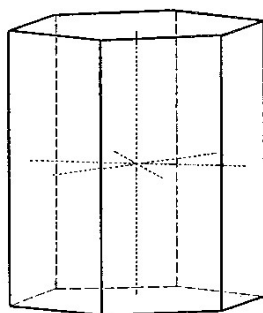
Obr. 59. Hexagonální protoprizma  $\{10\bar{1}0\}$  ukončené plochami pinakoidu.

Hexagonální deuterodipyramida je uzavřený tvar omezený dvanácti plochami (obr. 60). Vodorovná rovina souměrnosti protíná hexagonální deuterodipyramidu v šestiúhelníku zvaném deuterohexagon (obr. 56c). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexagonální deuterodipyramidy rovnoramenné trojúhelníky. Bravaisův symbol hexagonální deuterodipyramidy může být např.  $\{11\bar{2}1\}$ .



Obr. 60. Hexagonální deuterodipyramida.

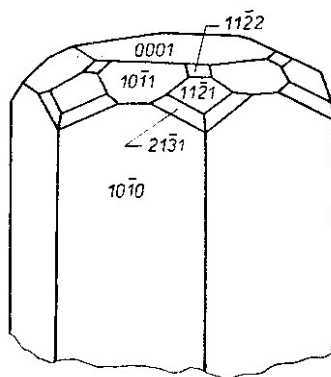
Z hexagonální deuterodipyramidy lze zvětšením počtu úseků na vertikální ose na nekonečno odvodit hexagonální deuteroprizma, jehož symbol je vždy  $\{11\bar{2}0\}$ . Je to šestiboký hranol, v jehož základně je deuterohexagon. Na obr. 61 je znázorněno hexagonální deuteroprizma ukončené pinakoidálními plochami.



Obr. 61. Hexagonální deuteroprizma  $\{11\bar{2}0\}$  ukončené plochami pinakoidu.

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

V dihexagonálně dipyramidálním oddělení krystaluje např. beryl (část sloupcovitého krystalu berylu je znázorněna na obr. 62).



Obr. 62. Krystal berylu.

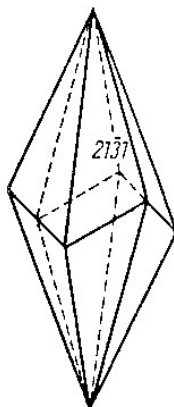
### Trigonální (klencová) soustava

Trigonální soustava zahrnuje pět krystalových oddělení. Při vyjadřování polohy ploch a popisu krystalových tvarů se používá čtyřosý osní kříž hexagonální soustavy (krystalová oddělení trigonální soustavy jsou někdy řazena do hexagonální soustavy a trigonální soustava v tom případě neexistuje). Způsob označování parametrů na všech osách osního kříže je zcela shodný jako u hexagonální soustavy a rovněž platí, že  $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$  (tedy zkráceně  $a \neq c$ ). Vertikální osa  $z$  je u všech oddělení trigonální soustavy totožná s trojčetnou osou souměrnosti (trigyrou nebo inverzní trigyroidou). Krystalové osní elementy, jimiž se odlišují krystaly různých látek krystalujících v trigonální soustavě, jsou dány poměrem  $a : c$ .

Nejvýznamnější oddělení 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 meziosní roviny souměrnosti). V průsečíku všech uvedených prvků souměrnosti se nachází střed souměrnosti, jenž je totožný se středem osního kříže.

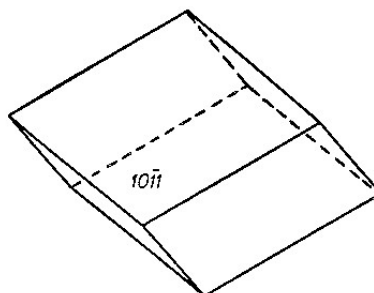
Krystaly náležející do ditrigonálně skalenoedrického oddělení mohou být omezeny plochami ditrigonálního skalenoedru, romboedru (klence) a též plochami některých tvarů, které již byly charakterizovány při popisu tvarů dihexagonálně dipyramidálního oddělení - jde o dihexagonální prizma, hexagonální protoprizma,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

Ditrigonální skalenoedr je dvanáctistěn znázorněný na obr. 63. Pokud se vyskytuje v podobě jednoduchého krystalového tvaru, jsou jeho plochy obecné trojúhelníky. Jeho symbol může být např.  $\{21\bar{3}1\}$ .



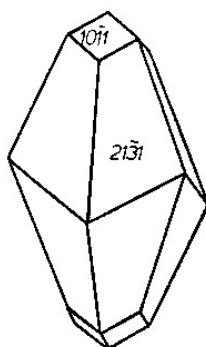
Obr. 63. Ditrigonální skalenoedr.

Romboedr neboli klenec je uzavřený šestiplachý tvar; pokud tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou jeho plochy kosočtverce (obr. 64). Romboedr může mít např. symbol  $\{10\bar{1}1\}$  nebo  $\{01\bar{1}1\}$ .



Obr. 64. Romboedr.

V ditrigonálně skalenoedrickém oddělení krystaluje např. kalcit (obr. 65), siderit, magnezit, hematit a korund.

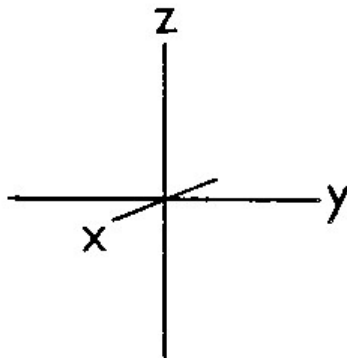


Obr. 65. Spojka ditrigonálního skalenoedru a romboedru na krystalu kalcitu.

### Kubická (krychlová) soustava

Kubická soustava zahrnuje pět krystalových oddělení. Osní kříž kubické soustavy je tvořen trojicí navzájem kolmých os (obr. 66). 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 soustavě kubické, neexistují. Pro všechna krystalová oddělení kubické soustavy je charakteristická přítomnost čtyř trojčetných os (trigyr nebo inverzních trigyroid), které navzájem svírají úhel  $109^{\circ}28'$ .

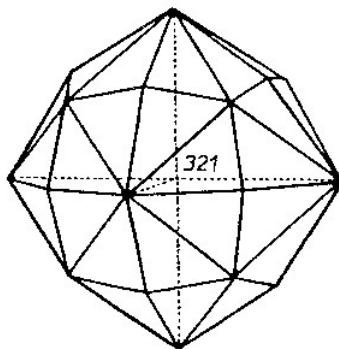


Obr. 66. Osní kříž kubické soustavy.

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 tetragry, 4 trigry, 6 digry, 9 rovin souměrnosti a střed souměrnosti. Osy osního kříže jsou vždy totožné s tetragrymi. Tetragrymi jsou proloženy tři roviny souměrnosti (2 svislé a 1 vodorovná). Zbývajících 6 rovin souměrnosti má charakter meziosních rovin souměrnosti a půlí úhly mezi osami osního kříže (2 meziosní 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 meziosní roviny souměrnosti (to znamená, že digry půlí úhly mezi tetragrymi). Rovněž trigry procházejí středem osního kříže a jsou rozmístěny symetricky vzhledem k osám osního kříže (každá trigra představuje symetralu dvou protilehlých oktantů, které jsou vymezeny 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.

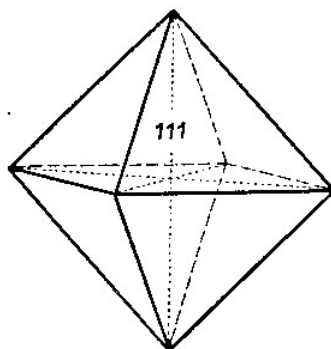
Krystaly hexaoktaedrického oddělení mohou být omezeny plochami hexaoktaedru, oktaedru, romboického dodekaedru, hexaedru, tetragon-trioктаedru, trigon-trioктаedru nebo tetrahexaedru.

Hexaoktaedr je tvořen 48 plochami (obr. 67). Pokud tvoří jednoduchý krystalový tvar, jsou jeho plochy obecné trojúhelníky. Obecný symbol hexaoktaedru je  $\{hkl\}$ .



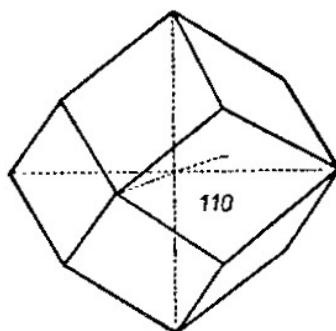
Obr. 67. Hexaoktaedr.

Oktaedr (osmistěn) je tvořen osmi plochami (obr. 68). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou jeho plochy rovnostranné trojúhelníky. Symbol oktaedru je jediné  $\{111\}$ .



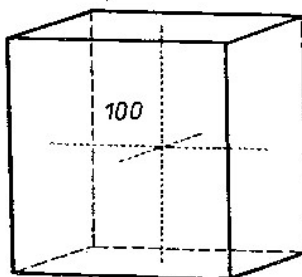
Obr. 68. Oktaedr.

Rombický dodekaedr (označovaný též jako rombododekaedr nebo dvanáctistěn kosočtverečný) je tvořen 12 plochami (obr. 69). Pokud se vyskytuje v podobě jednoduchého krystalového tvaru, jsou jeho plochy kosočtverce (s úhly při vrcholech  $60^\circ$  a  $120^\circ$ ). Symbol rombového dodekaedru je jediné  $\{110\}$ .



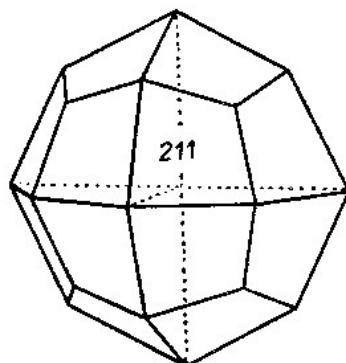
Obr. 69. Rombický dodekaedr.

Hexaedr (krychle) je tvar tvořený šesti plochami (obr. 70). Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy hexaedru čtvercové. Hexaedr má vždy symbol  $\{100\}$ .



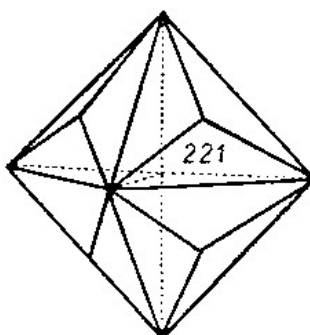
Obr. 70. Hexaedr.

Tetragon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn deltooidový) je tvořen 24 plochami, které na jednoduchém krystalovém tvaru mají charakter deltooidů (obr. 71). Obecný Millerův symbol tetragon-trioktaedru je  $\{hkk\}$  - např.  $\{211\}$  nebo  $\{411\}$ .



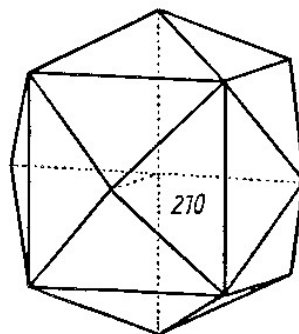
Obr. 71. Tetragon-trioktaedr.

Trigon-trioktaedr (čtyřiadvacetistěn trojúhelníkový) je tvořen 24 plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou jeho plochy rovnoramenné trojúhelníky (obr. 72). Obecný Millerův symbol trigon-trioktaedru je  $\{hhl\}$  - např.  $\{221\}$  nebo  $\{441\}$ .



Obr. 72. Trigon-trioktaedr.

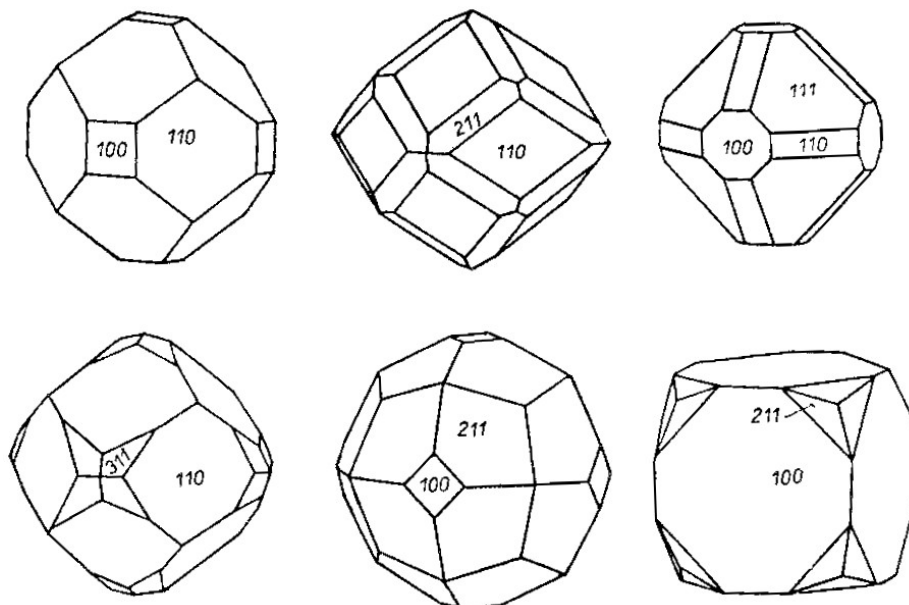
Tetrahexaedr (čtyřiadvacetistěn krychlový) je tvořen 24 plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy tetrahexaedru rovnoramenné trojúhelníky (obr. 73). Obecný Millerův symbol tetrahexaedru je  $\{hk0\}$  - např.  $\{210\}$  nebo  $\{310\}$ .



Obr. 73. Tetrahexaedr.



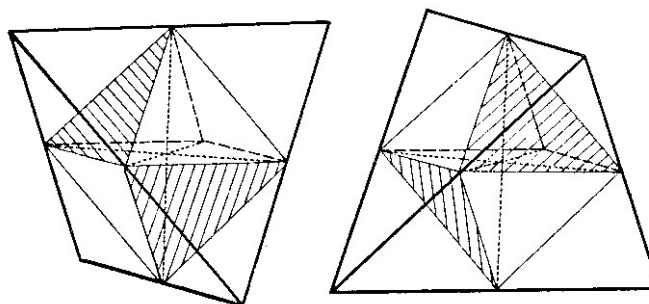
Všechny výše uvedené tvary hexaoktaedrického oddělení se mohou vyskytovat na spojkách, které jsou někdy velmi komplikované. Na obr. 74 je znázorněno několik poměrně jednoduchých spojek.



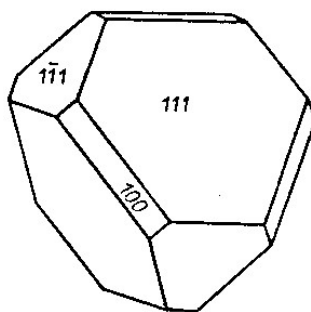
Obr. 74. Spojky v hexaoktaedrickém oddělení.

V hexaoktaedrickém oddělení krystaluje např. diamant, galenit, magnetit, zlato, stříbro, měď, fluorit a granát.

Z tvarů přítomných v dalších odděleních kubické soustavy je nutno uvést alespoň tetraedr a pentagon-dodekaedr. Tetraedr (čtyřstěn) je omezen čtyřmi plochami. Na jednoduchém krystalovém tvaru jsou plochy tetraedru rovnostranné trojúhelníky (obr. 75). Symbol tetraedru je  $\{111\}$  nebo  $\{\bar{1}\bar{1}1\}$  - v obou případech vystupují osy osního kříže (totožné s inverzními tetragyroidami) středem hran tetraedru. Na obr. 76 je znázorněn krystal sfaleritu, jenž je spojkou tetraedrů  $\{111\}$  a  $\{\bar{1}\bar{1}1\}$  s hexaedrem  $\{100\}$ .

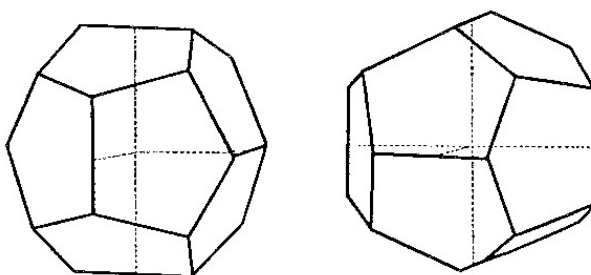


Obr. 75. Tetraedry  $\{111\}$  a  $\{\bar{1}\bar{1}1\}$  lze odvodit střídavým vynecháváním ploch oktaedru (vynechané plochy přední poloviny oktaedru jsou šrafované).

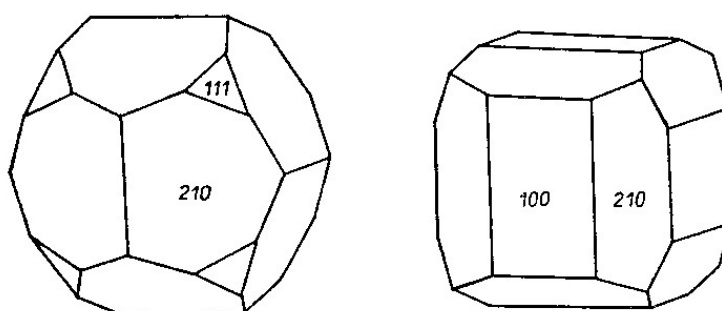


Obr. 76. Spojka tetraedrů  $\{111\}$  a  $\{\bar{1}\bar{1}1\}$  s hexaedrem  $\{100\}$  na krystalu sfaleritu.

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. 77). Millerův symbol pentagon-dodekaedru může být např.  $\{210\}$  nebo  $\{120\}$ . Na obr. 78 jsou znázorněny krystaly pyritu - vlevo spojka pentagon-dodekaedru s oktaedrem, vpravo spojka pentagon-dodekaedru s hexaedrem.



Obr. 77. Pentagon-dodekaedry  $\{210\}$  a  $\{120\}$ .

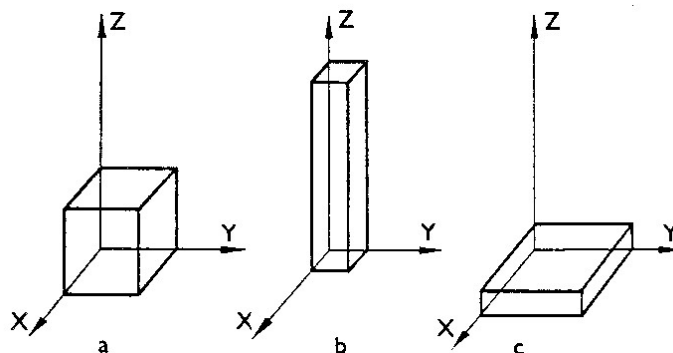


Obr. 78. Spojka pentagon-dodekaedru  $\{210\}$  s oktaedrem  $\{111\}$  a spojka pentagon-dodekaedru  $\{210\}$  s hexaedrem  $\{100\}$  na krystalu pyritu.

### 3.6. Habitus a typus krystalu

Z přehledu krystalových soustav, jejich jednoduchých krystalových tvarů a spojek je zřejmé, že krystaly mohou mít rozmanitou morfologii. 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 náleží a které krystalové tvary jsou na krystalu přítomny. Habitus v podstatě udává počet směrů, v nichž je krystal výrazněji vyvinut. Lze rozlišit stejnorozměrný (izometrický) habitus (obr. 79a), jednorozměrný (např. sloupcovitý, jehlicovitý) habitus (obr. 79b) nebo dvojrozměrný (např. deskovitý, tabulkovitý, šupinkovitý) habitus (obr. 79c).



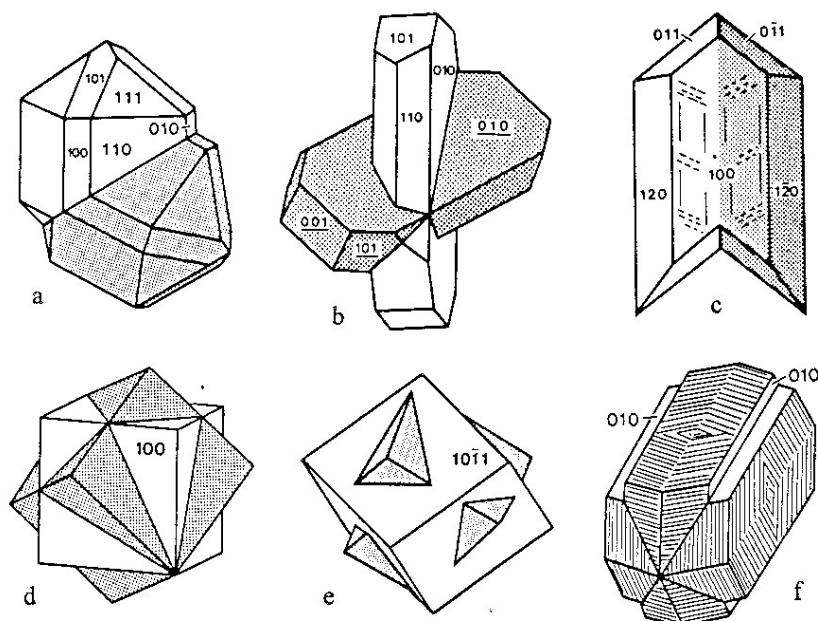
Obr. 79. Habitus krystalu: izometrický (a), sloupcovitý (b) a tabulkovitý (c).

Typus je určen jednoduchým krystalovým tvarem, jehož plochy na popisovaném krystalu dominují. Například na krystalech prizmatického typu převládají plochy prizmatu (lhostejno jakého), na krystalech dipyramidálního typu převládají plochy dipyramid, na krystalech oktaedrického typu jsou nejvíce vyvinuty plochy oktaedru.

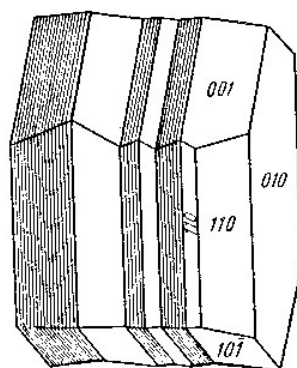
Habitus a typus krystalu závisí na jeho struktuře a na podmínkách jeho vzniku. Habitus a typus krystalů některých minerálů je tak silně závislý na podmínkách krystalizace, že z habitu a typu krystalu lze např. určit přibližnou teplotu jeho vzniku.

### 3.7. Zákonité krystalové srůsty

Dva krystaly téhož minerálu spolu někdy mohou zákonitě srůstat a vytvářet tak krystalová dvojčata (obr. 80). 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 např. u staurolitu - jde o křížové prorostlice dvou typů: u prvního typu staurolitových dvojčat svírají vertikální osy obou krystalových jedinců úhel přibližně  $60^\circ$  (obr. 80b), u druhého typu (v přírodě méně rozšířeného) svírají vertikální osy obou jedinců pravý úhel (obr. 131b). Velmi časté jsou zákonité srůsty u živců, u nichž dochází k dvojčatění podle různých zákonů - jde např. o dvojčatění podle karlovarského zákona, jímž vznikají tzv. „karlovarská dvojčata“ (obr. 137c), nebo podle manebašského zákona (obr. 137e); u živců běžně dochází k polysyntetickému dvojčatnému srůstání, při němž spolu paralelně srůstá velký počet krystalových jedinců tabulkovitého habitu (obr. 81).



Obr. 80. Dvojčatění kasiteritu (a), staurolitu (b), sádrovce (c), fluoritu (d), chabazitu (e) a phillipsitu (f).



Obr. 81. Polysyntetické dvojčatění albitu.

## 4. Vznik a vývoj krystalu

### 4.1. Nukleace

Ke vzniku krystalu dochází dvojestupňovým procesem, který se skládá z nukleace (tj. ze vzniku zárodku krystalu) a z růstu krystalu připojováním atomů, radikálů nebo molekul k tomuto zárodku.

Nukleace je z hlediska termodynamiky nejkomplicovanější 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. Studium nukleačních procesů je neobyčejně komplikované a současná přístrojová technika dosud

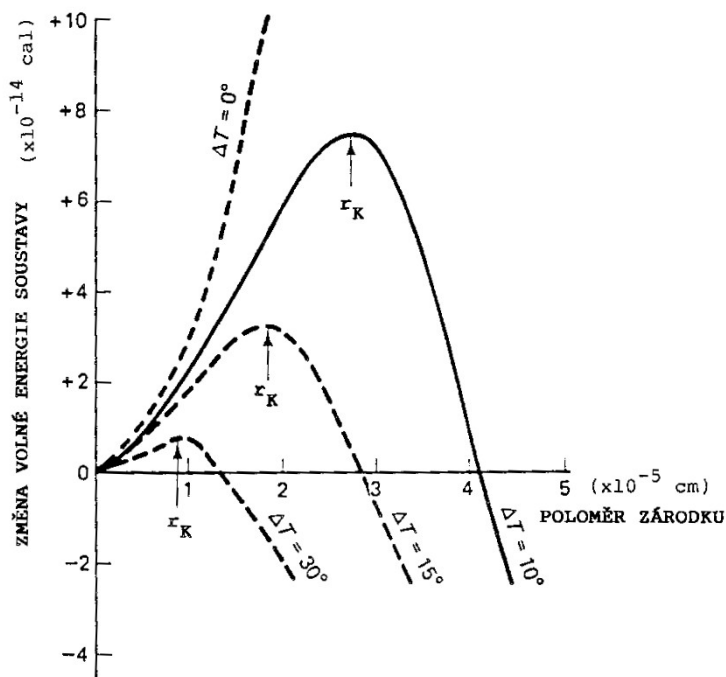
neumožňuje přímé pozorování vzniku a vývoje zárodků. Ke vzniku zárodků může docházet různým způsobem.

Spontánní (samovolná) nukleace je proces, při němž se vytvářejí zárodky krystalů v určitých oblastech nestabilní mateřské fáze, která může být skupenství kapalného, plynného nebo pevného. 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 v geochemických soustavách je často výhodnější vyjadřovat odchylku od rovnovážného stavu velikostí podchlazení. Velikostí podchlazení 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 str. 86). 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 snadno dochází 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 připojováním dalších atomů k jeho povrchu se bude snižovat volná 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 obr. 82 je znázorněn vztah mezi velikostí kritického poloměru zárodku forsteritu  $Mg_2[SiO_4]$  a velikostí podchlazení taveniny složením odpovídající forsteritu. Z obr. 82 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.



Obr. 82. 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 ( $\Delta T$ ). Velikost kritického poloměru ( $r_K$ ) při třech různých hodnotách podchlazení taveniny lze snadno odečíst. Křivky na obrázku byly sestaveny na základě výpočtů.

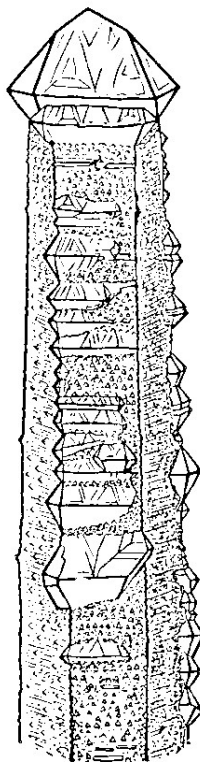
Spontánní nukleace má význam především při vzniku nerostů krystalizací z magmatu nebo lávy. Spontánní nukleací z hydrotermálních roztoků se tvoří zárodky řady minerálů, které se podílejí na složení hydrotermálních žil (jde např. o kalcit, dolomit, ankerit, fluorit, pyrit, chalkopyrit a scheelit). Spontánní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

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, když v důsledku odpařování vody vzroste salinita povrchové vrstvy až na hodnotu, při níž je solanka přesycena např. 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  $\text{CO}_2$ , 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:



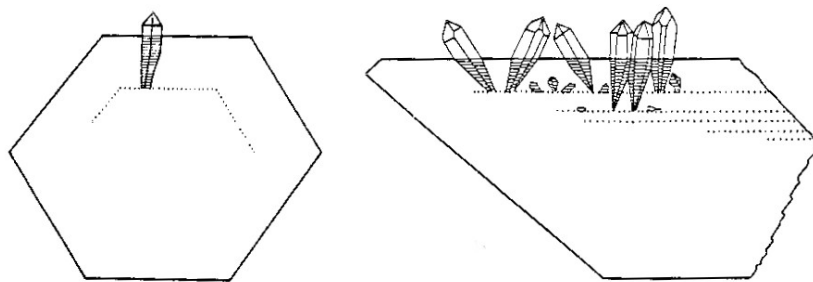
Spontánní vznik nových zárodků určitého minerálu je termodynamicky nevýhodný v soustavě, v níž již existují krystaly nebo zrna tohoto minerálu. V tomto případě dojde spíše k nukleaci na povrchu těchto krystalů nebo zrn, příp. na jimi probíhajících trhlinách; centrem krystalizace se často stávají drobné úlomky téhož minerálu. K tomuto jevu běžně dochází např.

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 obr. 83 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.



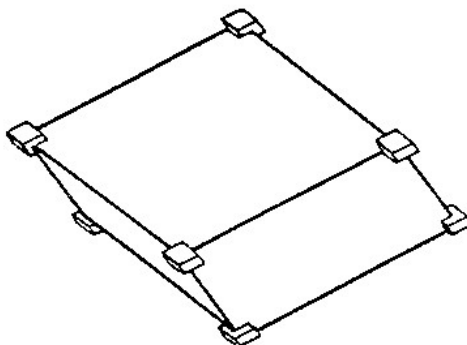
*Obr. 83.* Sloupcovitý krystal křemene, na nějž zákonitě narůstají mladší individua křemene.

Jak již bylo uvedeno, mohou se stát krystalizačním centrem nepatrné úlomky dříve vytvořených krystalů. V dutinách některých křemenných žil se nacházejí relativně velké křemenné krystaly, na jejichž vrchních plochách narůstají drobné krystaly křemene mladší generace. Na obr. 84a 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 obr. 84b, z něhož je zřejmé, že k dopadu úlomků křemene na plochu rostoucího křemenného krystalu došlo ve dvou různých obdobích.

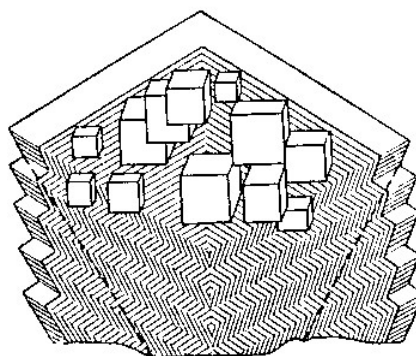


*Obr. 84.* Vznik krystalů křemene růstem drobných úlomků křemene, které dopadly na povrch rostoucího křemenného krystalu. (Vysvětlení v textu.)

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. Tento jev se označuje jako epitaxe. Na obr. 85 je znázorněn velký klenec rodochroztu, na nějž v rozích narůstají drobné klence dolomitu (rohy rodochroztového krystalu se tedy staly krystalizačními centry dolomitu). Obr. 86 znázorňuje epitaktické narůstání hexaedrů pyritu na krystal markazitu. V obou případech jde o narůstání mladšího minerálu na krystaly staršího minerálu, jejichž růst byl již ukončen. Pokud růst obou minerálů v zákonité orientaci pokračuje, hovoříme o epitaktickém prorůstání, jehož příkladem je prorůstání křemene a ortoklasu na obr. 87.

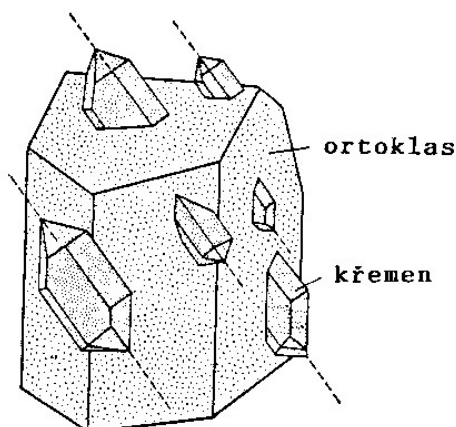


*Obr. 85.* Drobné krystaly dolomitu epitakticky narůstající na rozích velkého krystalu rodochroztu.



*Obr. 86.* Drobné hexaedry pyritu epitakticky narůstající na krystalu markazitu.



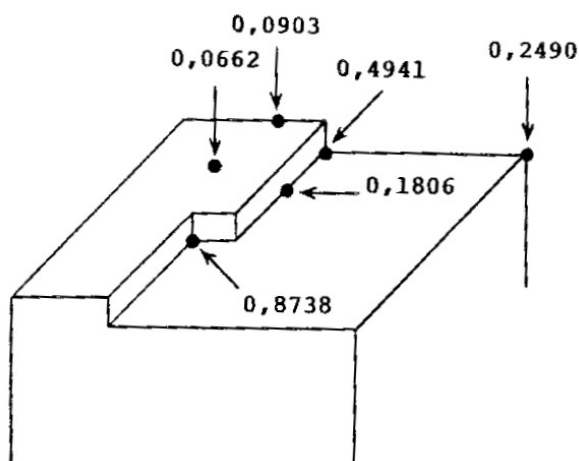


Obr. 87. Epitaktické prorůstání křemene a ortoklasu.

#### 4.2. Mechanismus růstu krystalu

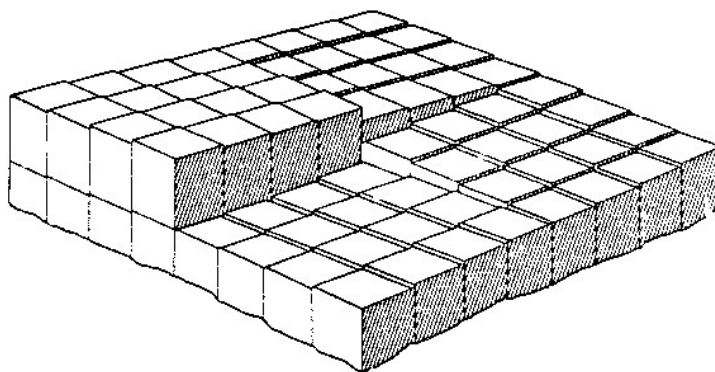
K růstu krystalu dochází připojováním stavebních částic k jeho povrchu. Lze rozlišit dva hlavní způsoby růstu: postupné přikládání stavebních částic do souvislých vrstev na ideálně vyvinutých krystalových plochách a spirálový růst krystalu.

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 Stranskiho. 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 provázáno uvolněním určitého množství energie. Na obr. 88 je znázorněn hexaedr halitu, na jehož vrchní ploše se formuje nová vrstva částic. 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 částice. Energeticky nejvýhodnějším místem pro její připojení je bod, v němž se uvolní největší množství energie (v našem případě je to bod, v němž má množství uvolněné energie hodnotu 0,8738). Pro připojení částice je energeticky nejméně výhodný bod s nejmenším množstvím uvolněné energie (v našem případě jde o bod s hodnotou 0,0662) - pokud se částice připojí v tomto, příp. v analogickém bodě na povrchu krystalu, je velmi pravděpodobné, že vlivem tepelných kmitů dojde k jejímu opětovnému odtržení. 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  $\text{Na}^+$  nebo  $\text{Cl}^-$ ). Existují tři typy bodů na povrchu krystalu, v nichž se tato částice může připojit: roh krystalu, krystalová hrana, krystalová plocha. Z obr. 88 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 obr. 88). Dalším připojováním částic se postupně vytvoří zcela souvislá vrstva.

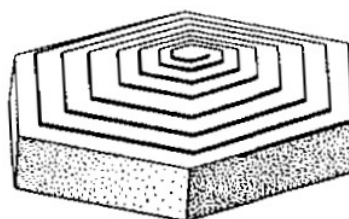


*Obr. 88.* Množství energie (v relativních hodnotách) uvolňující se při připojení iontu na různá místa rostoucího krystalu halitu.

Spirálový růst krystalu vyžaduje přítomnost šroubových, příp. hranových dislokací v jeho struktuře. Charakter plochy krystalu se šroubovou dislokací je schematicky znázorněn na obr. 89. Připojováním stavebních částic do energeticky nejvýhodnějších pozic dochází k spirálovému růstu krystalové plochy (v případě krystalové plochy znázorněné na obr. 89 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 krystalu se projevuje tzv. růstovými spirálami na povrchu krystalových ploch (obr. 90).



*Obr. 89.* Schematické znázornění krystalové plochy se šroubovou dislokací.



*Obr. 90.* Růstová spirála na povrchu krystalu (idealizované schéma).

### 4.3. Defekty růstu krystalu

V krystalografii se často používají termíny „ideální krystal“ a „reálný krystal“ či „ideální krystalová struktura“ a „reálná krystalová struktura“. Ideální krystal má ideální krystalovou strukturu, která je ideálně periodická; krystaly s ideální strukturou v podstatě neexistují. Reálná krystalová struktura je ve srovnání se svým ideálním vzorem vždy určitým způsobem více či méně porušena. Hlavní typy poruch již byly popsány ve statích 2.3 a 2.4.

### 4.4. Zonální růst krystalu

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; naopak v průběhu krystalizace se mění řada fyzikálně chemických parametrů (teplota, tlak, chemické složení okolního prostředí atd.). Proto se jednotlivé zóny krystalu od sebe liší svým chemickým složením a strukturou (často jen zcela nepatrně).

Zonální stavba krystalu je někdy pozorovatelná i makroskopicky, neboť se může projevovat rozdílným zbarvením jednotlivých zón, tj. zonálním zbarvením. Velmi výrazné zonální zbarvení mívají 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).

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). Ve výbrusech magmatických hornin lze často pozorovat zonální stavbu některých hlavních horninotvorných minerálů - např. amfibolů, pyroxenů, olivínu a zejména plagioklasů, jejichž zonálnost je dána různým podílem složek Ab a An v jednotlivých zónách krystalu (bazicita plagioklasu zpravidla klesá ve směru od centra krystalu k jeho okraji). Nejlépe lze zonálnost krystalů prokázat chemickou analýzou jednotlivých zón (např. pomocí elektronové mikrosondy). Někdy je však nutno k prokázání zonálnosti použít speciálních metod, jejichž příkladem může být sledování izotopického složení olova v různých zónách krystalu galenitu nebo sledování luminiscence vyvolané RTG-zářením např. při studiu zonální stavby krystalů diamantu.

Zonální stavba krystalu však může být vyvolána i heterogenními příměsmi (např. šupinkami chloritu nebo hematitu v určitých zónách krystalů křemene) nebo zvýšenou koncentrací plynokapalných uzavření v některých zónách krystalů hydrotermálního původu (např. v krystalech křemene se přítomnost většího množství plynokapalných uzavření v určitých zónách projevuje jejich zakalením, zatímco zóny s nepatrným množstvím těchto uzavření mohou být bezbarvé).

### 4.5. Sektorový růst krystalu

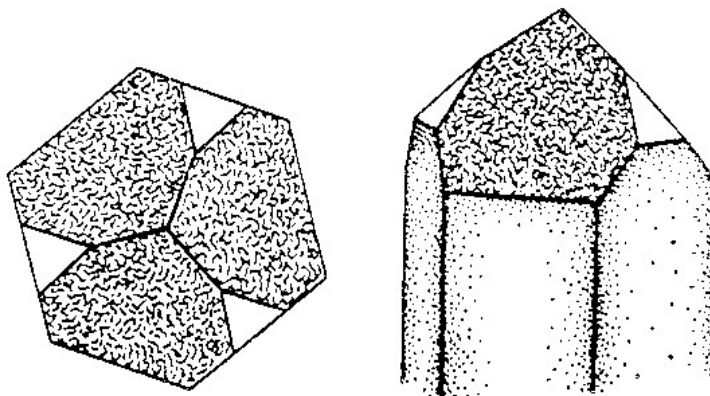
Při růstu krystalu dochází k připojování stavebních částic na plochách, hranách a rozích krystalu. Protože různé plochy, rohy a hrany mají různé vlastnosti, není složení určité zóny krystalu zcela totožné. Tímto způsobem vzniká při růstu krystalu sektorová stavba; jednotlivé sektory se od sebe mohou lišit charakterem a množstvím izomorfních nebo mechanických (heterogenních) příměsí, povahou a množstvím dislokací apod. Růstem libovolné plochy krystalu postupně vzniká pyramida růstu. 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 obsahem heterogenních příměsí jílových částic, které byly při růstu krystalu přednostně zachycovány určitými plochami, čímž se v krystalu vytvořily pyramidy růstu (sektory) obohacené jílovými částicemi - tyto sektory svou morfologií často připomínají přesýpací hodiny, a proto se struktura takových krystalů označuje jako „přesýpátková struktura“ (tato struktura je nejlépe pozorovatelná na řezech proložených osou protilehlých růstových pyramid). „Přesýpátkové struktury“ jsou poměrně časté v krystalech některých pyroxenů (např. augitu - obr. 91).



Obr. 91. 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) je hematit sorbován na plochách pozitivního klence, na hranách mezi plochami prizmatu a na hranách mezi prizmatickými plochami a plochami klence (obr. 92).



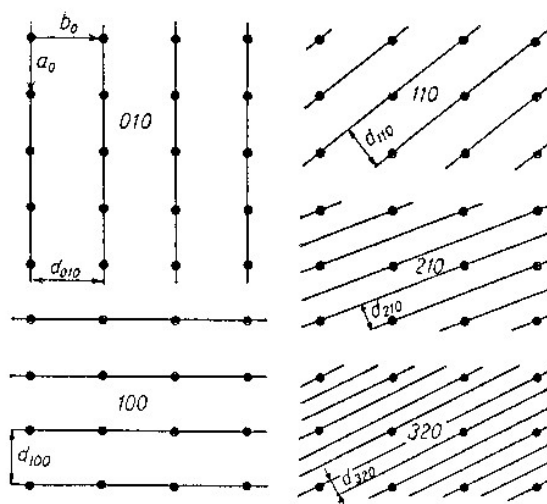
Obr. 92. Sektorová stavba krystalu ametystu.

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  $\text{Fe}^{3+}$  jsou některé růstové pyramidy (sektory) zbarveny růžově až růžově hnědě, zatímco jiné sektory jsou izomorfní příměsí  $\text{Fe}^{2+}$  zbarveny modře.

#### 4.6. Rychlost růstu krystalu

Krystaly, které rostou volně např. 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 - obr. 93). 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.

Mřížkové roviny s vysokou retikulární hustotou jsou obvykle roviny s nízkými indexy, jako např. 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.

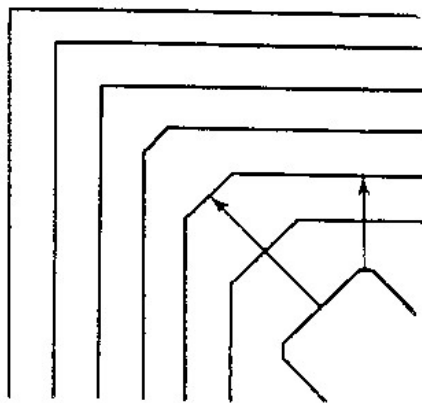


Obr. 93. Retikulární hustota je přímo úměrná mezirovinné vzdálenosti  $d$  (nejvyšší retikulární hustoty mají strukturální roviny s nízkými indexy).

Rychlost růstu krystalu lze charakterizovat rychlostí růstu jeho ploch, pod níž rozumíme velikost přírůstků 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 (tvarů), které jej omezují.

Na obr. 94 je schematicky znázorněn růst části krystalu, který náleží do kubické soustavy. V prvním (nejstarším) vyobrazeném stadiu jde o spojku  $\{100\} + \{111\}$ , přičemž plochy oktaedru jsou převažujícími plochami na krystalu a plochy hexaedru jsou vyvinuty jen jako drobné plošky utínající rohy oktaedru. Růst krystalu pokračuje připojováním stavebních částic na plochy obou uvedených tvarů. Rychlost růstu ploch obou tvarů je různá - v daném případě rychleji rostou plochy oktaedru než hexaedru. Proto v dalších třech vyobrazených stadiích (v 2. až 4. stadiu) se

velikost ploch oktaedru zmenšuje a na spojce se stávají dominantními plochy hexaedru. V 5. až 7. stadiu jde již jen o jednoduchý krystalový tvar  $\{100\}$ , jenž je omezen nejpomaleji rostoucími plochami. Pokud by byla rychlost růstu ploch hexaedru vyšší než rychlost růstu ploch oktaedru, docházelo by při růstu krystalu k postupné redukci ploch hexaedru a v určitém stadiu by krystal získal jednoduchý tvar  $\{111\}$ . - Obecně lze říci, že habitus krystalu závisí na rychlosti růstu krystalu v různých směrech.



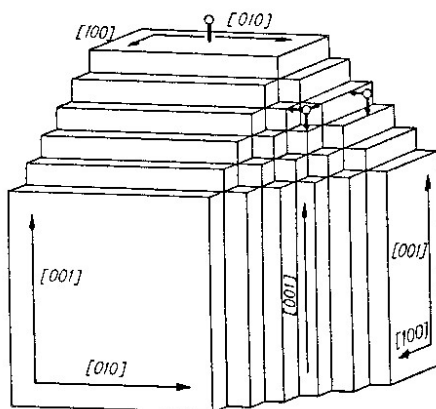
Obr. 94. Vliv relativní rychlosti růstu ploch krystalu na jeho morfologii. (Vysvětlení v textu.)

Rychlost růstu krystalových ploch (a s ní související pravděpodobnost jejich výskytu a jejich relativní velikost) však nezávisí jen na retikulárních hustotách. Lze to jednoduše dokumentovat na krystalech kubické soustavy: Retikulární hustoty ploch tvarů kubické soustavy klesají v pořadí  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{111\}$ ,  $\{210\}$ ,  $\{211\}$ ,  $\{310\}$  atd. Pokud by rychlost růstu ploch závisela jen na jejich retikulární hustotě, musely by na krystalech minerálu krystalujícího v kubické soustavě vždy dominovat plochy hexaedru. Víme však, že hexaedr není nejběžnějším krystalovým tvarem mnoha kubických minerálů. Například magnetit nebo spinel tvoří obvykle oktaedry  $\{111\}$ , krystaly granátu jsou nejčastěji omezeny plochami romboického dodekaedru  $\{110\}$  nebo tetragon-trioктаedru  $\{211\}$  a na krystalech diamantu zpravidla dominují plochy oktaedru  $\{111\}$ , jež bývají provázány plochami romboického dodekaedru, hexaoktaedru a jen někdy plochami hexaedru.

Pravděpodobnost výskytu ploch na krystalu se tedy neřídí jen pořadím jejich retikulárních hustot, ale je výrazně ovlivňována i tzv. PBC-vektory. Jsou to vektory vazebných řetězců, které jsou tvořeny nejkratšími (a tedy nejpevnějšími) vazbami v krystalové struktuře. Pořadí důležitosti krystalových ploch roste s počtem vazebných řetězců, které jsou s určitou krystalovou plochou rovnoběžné: plochy rovnoběžné s dvojicí vazebných řetězců bývají vyvinuty výrazněji než plochy rovnoběžné jen s jedním řetězcem, plochy rovnoběžné s jedním vazebným řetězcem bývají vyvinutější než plochy, které nejsou rovnoběžné s žádným výrazným vazebným řetězcem.

Na obr. 95 je schematicky znázorněna část krystalu kubické soustavy. Jde o spojku tvarů  $\{100\} + \{110\} + \{111\}$ . Nejkratší vazby ve struktuře znázorněného krystalu jsou rovnoběžné s hranami hexaedru, což znamená, že výrazné vazebné řetězce (PBC-vektory) jsou orientovány kolmo k plochám hexaedru - směr těchto vazebných řetězců lze vyjádřit symboly  $[001]$ ,  $[010]$  a  $[100]$ . Krystal na obr. 95 je omezen třemi typy ploch: „hladkými plochami“, které jsou rovnoběžné s dvojicí PBC-vektorů (jde o plochy hexaedru), „stupňovitými plochami“, které jsou rovnoběžné s jedním PBC-vektorem (jde o plochy romboického dodekaedru), a „prolamovanými plochami“, které nejsou rovnoběžné s žádným významným vazebným řetězcem (jde o plochy

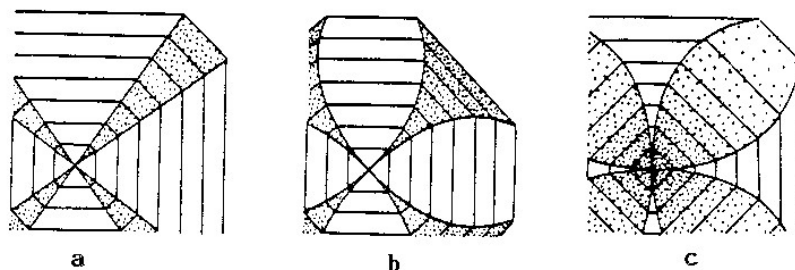
oktaedru). V našem případě můžeme předpokládat, že na krystalu nejrychleji porostou plochy oktaedru  $\{111\}$ , zatímco nejpomaleji porostou plochy hexaedru  $\{100\}$ . Můžeme tedy očekávat, že během růstu krystalu se spojka  $\{100\} + \{110\} + \{111\}$  postupným zatlačováním ploch oktaedru změní ve spojku  $\{100\} + \{110\}$ ; pokud bude růst krystalu dále pokračovat, bude docházet k zatlačování ploch romboického dodekaedru a krystal bude nakonec omezen jen plochami hexaedru, tj. plochami rovnoběžnými vždy s dvojicí PBC-vektorů.



Obr. 95. Vektory vazebných řetězců ovlivňující rychlost růstu ploch spojky  $\{100\} + \{110\} + \{111\}$ .  
(Vysvětlení v textu.)

Kromě uvedených strukturních faktorů působí na relativní rychlost růstu různých krystalových ploch na též krystalu řada dalších faktorů. Rychlost růstu některých ploch mohou pozitivně ovlivnit šroubové, příp. hranové dislokace, umožňující spirálový růst ploch. Absorpce příměsí určitými plochami se může projevit výraznou změnou v rychlosti jejich růstu a může tak zásadně ovlivnit habitus krystalu - pokud absorpce způsobí snížení rychlosti růstu určitých krystalových ploch, mohou se tyto plochy stát dominantními nebo dokonce jedinými plochami omezujícími tento krystal. Relativní rychlost růstu krystalových ploch je rovněž ovlivňována stupněm přesycení roztoků, jejich celkovým chemismem, teplotou, tlakem a dalšími faktory.

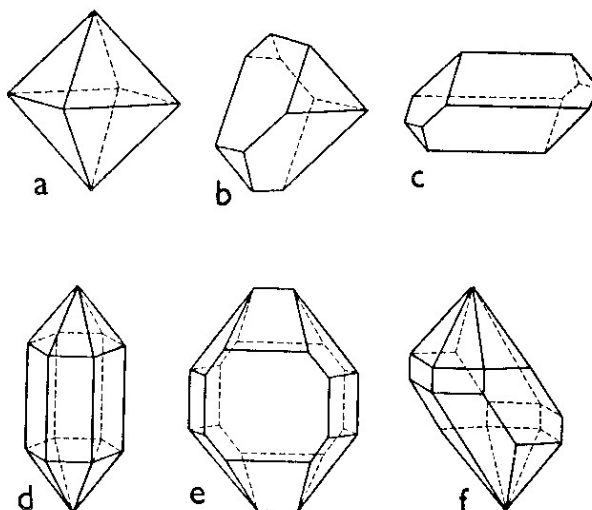
Výsledky studia sektorové stavby krystalů často svědčí o tom, že relativní rychlost růstu různých krystalových ploch se v průběhu krystalizace mění (mění se poměr rychlostí růstu různých ploch). Na obr. 96 je znázorněna sektorová stavba krystalu kubické soustavy, jenž je spojku  $\{100\}$  a  $\{111\}$ . Při růstu krystalu na obr. 96a byl poměr rychlosti růstu mezi plochami hexaedru a oktaedru konstantní, a proto jsou jednotlivé sektory omezeny rovnými plochami (tečkovaním zvýrazněné růstové pyramidy ploch oktaedru jsou čtyřboké jehlany se čtvercovou základnou). Při růstu krystalu na obr. 96b se poměr rychlostí růstu ploch hexaedru a oktaedru postupně zvyšoval, a proto se v průběhu krystalizace relativně rychleji zvětšovaly plochy oktaedru. Pokud se v průběhu krystalizace poměr rychlosti růstu ploch hexaedru a oktaedru postupně snižoval, zvětšovaly se plochy hexaedru rychleji než plochy oktaedru (obr. 96c).



Obr. 96. Schematické znázornění sektorové stavby spojky  $\{100\} + \{111\}$ . (Vysvětlení v textu.)

#### 4.7. Nerovnoměrný růst reálných krystalů, morfologie reálných krystalů a krystalických agregátů

Reálné krystaly jsou prakticky vždy vyvinuty nedokonale. To platí jak o jejich krystalové struktuře, tak o jejich vnějším tvaru. Nedokonalost se projevuje například tím, že stejnocenné plochy, které by na ideálně vyvinutých krystalech měly stejnou velikost a morfologii, se na reálných krystalech liší svými rozměry a někdy i svou geometrií. Jak se projevuje různoměrný (nejstejneměrný) vývin ploch na krystalech magnetitu a křemene je ukázáno na obr. 97. Z tohoto obrázku je mj. zřejmé, že různoměrný vývin ploch snižuje morfologickou souměrnost krystalu: Ideálně vyvinutý krystal magnetitu na obr. 97a má tvar oktaedru a tedy nejvyšší možnou symetrii, která odpovídá hexaoktaedrickému oddělení kubické soustavy. Různoměrně vyvinutý krystal magnetitu na obr. 97b je zcela asymetrický; krystal magnetitu na obr. 97c má zřejmě střed souměrnosti a připomíná tak spojku čtyř pinakoidů v triklinicky pinakoidálním oddělení. Ideální krystal křemene se symetrií odpovídající holloedrickému oddělení hexagonální soustavy je znázorněn na obr. 97d. Různoměrně vyvinutý krystal křemene na obr. 97e má symetrii charakteristickou pro krystaly náležející do rombicky dipyramidálního oddělení; krystal křemene na obr. 97f bychom na základě jeho souměrnosti zřejmě zařadili do triklinické soustavy.

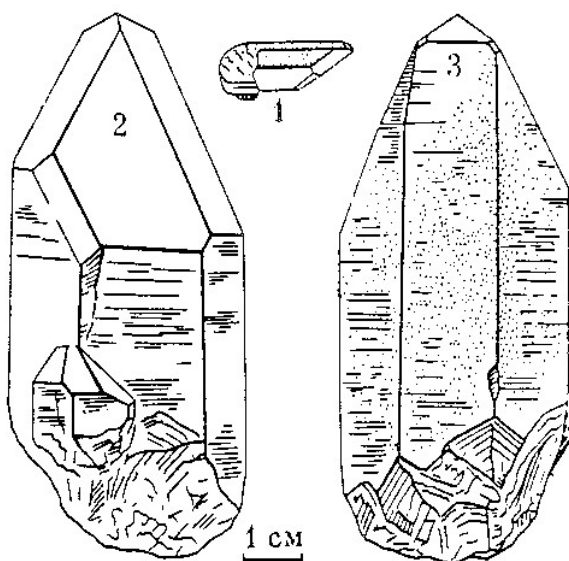


Obr. 97. Ideální a různoměrný vývin krystalů magnetitu (*a, b, c*) a křemene (*d, e, f*).

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



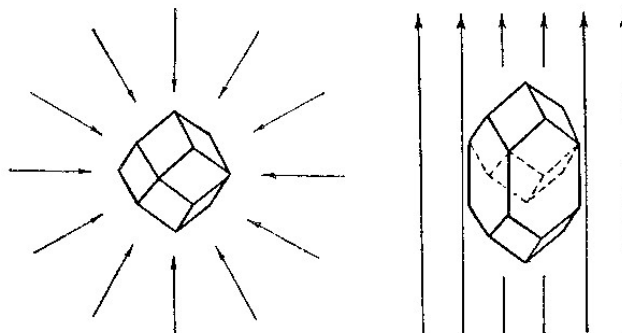
Růst krystalů minerálů probíhá v gravitačním poli. Působením gravitačních sil například vznikají různoměrně vyvinuté krystaly křemene na hydrotermálních žilách (zejména na žilách alpského typu). Křemenné krystaly, jejichž osa  $z$  je orientována víceméně vodorovně, bývají na těchto žilách vyvinuty způsobem znázorněným na obr. 98 - zatímco na vrchní části krystalu zcela dominují prizmatické plochy, je jeho spodní část omezena i relativně velkými plochami klenců. Příčinou tohoto nerovnoměrného vývinu krystalů křemene je různá rychlost růstu stejnocenných ploch, která je způsobena nestejným přísunem stavebních částic k rostoucímu krystalu. Nestejný přísun stavebních částic může souviset s konvekčním prouděním v jinak nepohyblivém roztoku. Toto proudění může vznikat tím, že při růstu krystalu se roztok v jeho bezprostředním okolí ochuzuje o rozpuštěné látky, které se připojují k povrchu rostoucího krystalu. V roztoku kolem rostoucího krystalu se tedy poněkud snižuje koncentrace rozpuštěných látek a současně i jeho hustota. Roztok o nižší hustotě stoupá vzhůru a v ideálním případě se nad rostoucím krystalem vytvoří vertikální sloupec vystupujícího roztoku s nižší koncentrací. Směrem ke spodní části krystalu proudí roztok s relativně vyšší hustotou a vyšší koncentrací rozpuštěných látek. Vrchní a spodní část krystalu tedy roste z roztoku s rozdílnou koncentrací stavebních částic a rychlost růstu ploch na vrchní a spodní části krystalu je tedy rozdílná (vrchní část krystalu roste pomaleji než spodní). Nestejný přísun stavebních částic k povrchu krystalu může v jiných případech souviset s klesáním rozpuštěných částic v roztoku nebo tavenině (v tomto případě rychleji rostou vrchní plochy krystalu). Rychlost růstu krystalových ploch na vrchní části krystalu může být výrazně snížena jejich „znečistěním“ drobnými individui jiných minerálů, která dopadají na rostoucí plochy - takto vznikají např. různoměrně vyvinuté krystaly křišťálu s uzavřeninami chloritu, jehož šupinky se ukládaly na plochách omezujících vrchní část rostoucího krystalu křišťálu.



Obr. 98. Různoměrný vývin krystalů křemene na hydrotermálních žilách: 1 - pozice krystalu na žile (krystalografická osa  $z$  je přibližně horizontální), 2 - vývin spodní části krystalu, 3 - vývin vrchní části krystalu.

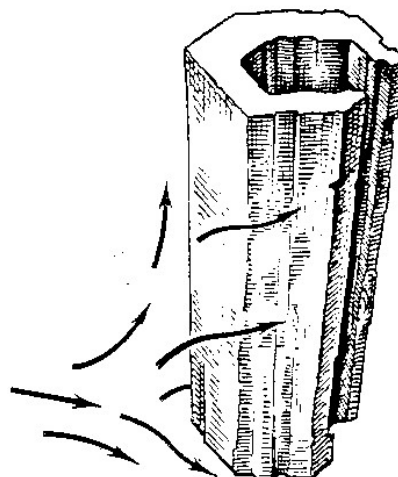
Pouze za ideálních podmínek je přísun stavebních částic k rostoucímu krystalu stejně intenzivní ze všech směrů. Reálné krystaly však rostou v anizotropním prostředí, v němž intenzita přínosu stavebních částic závisí na směru. V levé polovině obr. 99 je znázorněn krystal granátu, jenž roste v prostředí, které umožňuje vznik prakticky ideálně vyvinutého rombického dodekaedru. Pokud je intenzita přínosu stavebních částic z jednoho směru výrazně vyšší než z ostatních směrů (pravá polovina obr. 99), není vývin krystalu ideální - symetrie okolního

prostředí v tomto případě ovlivňuje symetrii rostoucího krystalu (různoměrně vyvinutý rombický dodekaedr na obr. 99 má symetrii odpovídající holodrickému oddělení tetragonální soustavy).



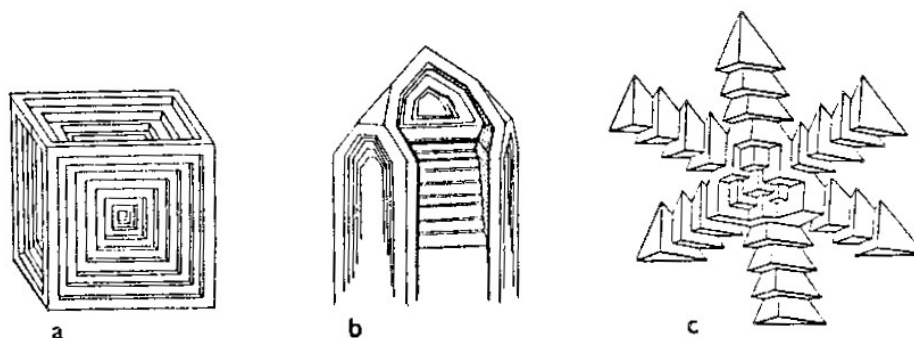
*Obr. 99.* Vliv symetrie prostředí na morfologii rostoucího krystalu: K rostoucímu krystalu náležejícímu do kubické soustavy jsou stavební částice přinášeny ze všech směrů (krystal má tvar rombického dodekaedru - *vlevo*), nebo jen z jednoho směru (vývin krystalu pak není ideální - *vpravo*).

S různoměrným vývinem krystalů způsobeným difúzí nebo přísunem roztoků přednostně jen 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 a 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 např. volně v roztoku nebo tavenině bývají metakrysty 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 obr. 100 je znázorněn „pouzdrovitý“ metakryst berylu, jenž vzniká v průběhu metasomatózy. Je zřejmé, že k jeho růstu dochází především na plochách, k nimž jsou stavební částice přinášeny nejintenzivněji. Rostoucí metakryst má dosud charakter nedokonalého „pouzdra“, jímž jsou postupně obkloповány a uzavírány minerály okolního prostředí.



*Obr. 100.* Metakryst berylu v podobě „pouzdra“ vznikajícího přínosem stavebních částic ve směru šipek.

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 (obr. 101a, b). Kostrovité, silně „rozvětvené“ krystaly (jako např. krystal mědi na obr. 101c) se často označují jako dendritické krystaly. Rozmanitě vyvinutými kostrovitými krystaly jsou sněhové vločky (obr. 102).



Obr. 101. Kostrovitý vývin krystalu halitu (a), křemene-záhnědy (b) a dendritický krystal mědi (c).



Obr. 102. Různé typy sněhových vloček.

Víceméně dokonale vyvinuté, vlastními krystalovými plochami omezené krystaly mohou vznikat jen tam, kde mají k svému růstu dostatek volného prostoru. V omezeném prostoru obvykle vzniká velké množství krystalů současně, takže si při svém růstu navzájem překážejí. Za těchto podmínek vytvořená individua jsou krystalovými plochami omezena jen nedokonale nebo se na nich krystalové plochy vůbec nevyskytují. Seskupení takových individuí se označuje jako krystalický agregát.

Podle celkového vzhledu individuí rozlišujeme tři základní typy agregátů, které jsou spojeny pozvolnými přechody:

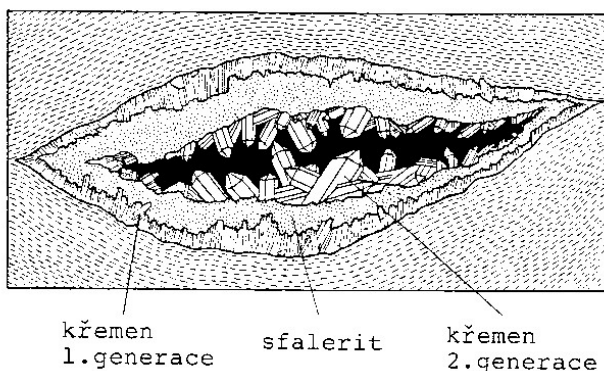
a/ zrnité agregáty, které jsou tvořeny izometrickými individui - jde např. o hrubozrnné nebo jemnozrnné agregáty;

b/ sloupcovité agregáty, které jsou tvořeny individui protaženými v jednom směru - jde např. o agregáty hrubě nebo jemně sloupcovité, stébelnaté, jehlicovité nebo vláknité; tyto agregáty mohou mít buď paralelní stavbu (individua jsou uspořádána rovnoběžně) nebo paprscitou stavbu (individua jsou uspořádána vějířovitě a jejich agregáty se zpravidla označují jako radiálně paprscité);

c/ tabulkovité agregáty, které jsou tvořeny individui protaženými ve dvou směrech - jde např. o deskovité, tlustě nebo tence tabulkovité, lupenité či šupinkovité agregáty.

Jako celistvé agregáty jsou označovány agregáty, u nichž nelze pouhým okem rozlišit jednotlivá individua. Pokud jsou jednotlivá individua v jemnozrnných agregátech spojena tak volně, že se otírají o prsty, označujeme tyto agregáty jako zemité agregáty. Jindy jsou součástí agregátu značně velké „kusy“ určitého minerálu (rozměry těchto „kusů“ jsou větší než několik cm); minerál tvořící „kusy“ se označuje jako kusový (např. kusový křemen, kusový živec).

Termínem drúza se označuje skupina krystalů narostlých na společném podkladu. Pokud je drúza tvořena krystaly sloupcovitého habitu (např. krystaly křemene), mohou tyto krystaly narůstat přibližně kolmo na společný podklad a náhodně spolu srůstat. Drúzy krásně vyvinutých krystalů se vyskytují především na puklinách hornin, v dutinách pegmatitů a žil hydrotermálního původu (např. rudních žil). Na obr. 103 je schematicky znázorněna břidličnatá hornina s dutinou vyplněnou křemenem a sfaleritem - při formování výplně dutiny se nejprve na jejích stěnách vytvořil starší křemen (křemen 1. generace), po něm následovalo uložení sfaleritu a nakonec vykristaloval mladší křemen (křemen 2. generace), jenž tvoří do drúz seskupené krystaly.



Obr. 103. Drúzy křemenných krystalů ve výplni dutiny v břidličnaté hornině.

Jako geody se označují výplně dutin přibližně kulovitého tvaru v některých výlevných horninách (např. melafyrech), ale i v některých sedimentech. V geodách se často vyskytuje krystalovaný křemen (a jeho odrůdy křišťál a ametyst), jehož krystaly čnějí směrem do prázdného středu dutiny.

#### 4.8. Rekrystalizace

Rekrystalizace je proces, při němž se krystaly a krystalické agregáty vytvořené za určitých termodynamických podmínek přizpůsobují novým, odlišným termodynamickým podmínkám. Při rekrystalizaci probíhá přemísťování stavebních částic v krystalech a krystalických agregátech, avšak při zachování původního nerostného druhu (např. rekrystalovaný křemen zůstává nadále křemenem). Rekrystalizace může mít různý rozsah. V některých případech se stavební částice přemísťují vždy jen v prostoru zaujímaném jedním zrnem; v jiných případech může docházet

k přerostování stavebních částic mezi jednotlivými individui v agregátu (obvykle hovoříme o rekrystalizaci agregátu). Zpravidla však oba procesy probíhají současně a jejich vzájemné rozlišení je prakticky nemožné.

Průběh a výsledek rekrystalizace může být rozdílný. Často dochází k rekrystalizaci relativně velkých, tlakem postižených individuí. Rekrystalizace takového individua může vést až ke vzniku agregátu složeného z drobných zrn téhož minerálu. Rekrystalizace tohoto typu se zpravidla označuje jako granulace. V jiných případech rekrystalizací naopak vznikají velká individua z původně jemnozrnných agregátů. Rekrystalizační procesy, které vedou k redukci počtu individuí a ke zvětšení jejich rozměrů, se uplatňují např. při vzniku metamorfovaných hornin (např. při přeměně vápence na krystalický vápenec).

#### 4.9. Rozpouštění krystalů

K rozpouštění krystalů dochází obvykle při jejich styku s čistým rozpouštědlem nebo nenasyceným roztokem (může jít o vodu, vodný roztok, taveninu nebo roztok v tavenině).

Rozpouštění je opakem růstu krystalu. Ve stati I.1.3.2 bylo uvedeno, že k připojování částic k povrchu rostoucího krystalu dochází především v místech, kde je připojení částice provázeno uvolněním co největšího množství energie. Při rozpouštění krystalu nejnáze dochází k odtržení částic, které tvoří nerovnosti na povrchu krystalových ploch; potom následuje odtrhávání částic umístěných na rozích a hranách krystalu a nejhůře dochází k odtrhávání částic uvnitř krystalových ploch. Proto rozpouštěním často vznikají krystaly s otupenými rohy a hranami - příkladem mohou být zaoblené krystaly diamantu.

Rozpouštění krystalových ploch neprobíhá po vrstvách, ale šíří se od jednotlivých bodů, jejichž poloha na plochách krystalu je zpravidla předurčena rozmístěním defektů v krystalové struktuře. Rozpouštění se od těchto bodů šíří jak po povrchu krystalu, tak i do hloubky. Na krystalových plochách rozpouštěním vznikají tzv. lepty (drobné „dolíčky“), jejichž geometrie závisí na struktuře rozpouštěného krystalu i na charakteru rozpouštědla.

#### 4.10. Pseudomorfózy

Jako pseudomorfózy jsou nejčastěji označovány „krystaly“, jejichž morfologie neodpovídá jejich látkovému složení (jejich struktuře). Jde o případy, kdy původní hmota krystalu byla nahrazena hmotou odlišného chemického složení nebo hmotou téhož chemického složení, avšak s odlišnou krystalovou strukturou. V obou případech je krystalový tvar starší než hmota, která jej nyní tvoří. Krystal prvotního minerálu (tzv. protominerálu) může být nahrazen jediným individuem jiného minerálu, monominerálním agregátem složeným ze zrn jiného minerálu, polyminerálním agregátem nebo i hmotou s určitým podílem amorfních složek (např. směsí oxyhydroxidů Fe). Velmi časté jsou např. pseudomorfózy limonitu po krystalech pyritu (původní krystalový tvar tedy zůstává, mění se chemismus). V případě pseudomorfóz kalcitu po aragonitu zůstává zachován původní tvar i chemismus, ale mění se krystalová struktura (jde o změnu rombské modifikace  $\text{CaCO}_3$  v trigonální modifikaci); obdobným příkladem vzniku pseudomorfózy pouhou změnou krystalové struktury při zachování chemismu je nahrazení krystalu diamantu grafitem. Pseudomorfózy, které se vytvořily fázovým přechodem jedné modifikace v druhou, se označují jako paramorfózy (v uvedených příkladech jde o paramorfózy kalcitu po aragonitu a o paramorfózy grafitu po diamantu).

Někdy je však termín pseudomorfóza chápán podstatně širěji. Za pseudomorfózy jsou považovány produkty chemických a fyzikálních přeměn nerostných individuí (jednotlivá individua nemusí mít vlastní krystalové omezení - může jít např. o zcela nepravidelná zrna) a agregátů protominerálů. Jako pseudomorfózy jsou dokonce označovány

i fosilizované organické zbytky, jejichž vnější tvar zůstal uchován (jde o tzv. biomorfózy, jejichž příkladem jsou pseudomorfózy pyritu po schránkách amonitů).

## 5. Fyzikální krystalografie

Fyzikální vlastnosti nerostů jsou odrazem jejich struktury a chemického složení. Fyzikální vlastnosti zpravidla dělíme na skalární, tj. na směrů nezávislé (např. hustota) a vektorové, tj. na směrů závislé (např. světelná, elektrická a tepelná vodivost, tvrdost). Studium fyzikálních vlastností minerálů se zabývá fyzikální krystalografie.

Vzhledem k zaměření skript je v této kapitole věnována pozornost pouze nejzákladnějším fyzikálním vlastnostem, které mohou být pozorovány zrakem (některé optické vlastnosti, štěpnost, lom) nebo mohou být velmi jednoduchým způsobem zjišťovány či měřeny (např. tvrdost a hustota).

### 5.1. Optické vlastnosti nerostů

#### 5.1.1. Odraz a lom světla, polarizační mikroskop

Když světelný paprsek procházející vzduchem dopadne pod úhlem odlišným od pravého na skleněnou desku, dojde k tomu, že část světla se od skla odrazí a část do něj pronikne. V souladu se zákonem odrazu světla leží odražený paprsek v rovině dopadu a úhel odrazu je roven úhlu dopadu. (Rovina dopadu je proložena dopadajícím paprskem a kolmicí dopadu, tj. kolmicí na desku v bodě dopadu; úhel dopadu je úhel mezi dopadajícím paprskem a kolmicí dopadu; úhel odrazu je úhel mezi kolmicí dopadu a odraženým paprskem.) Paprsek, který pronikl do skleněné desky, se označuje jako lomený paprsek. Lomený paprsek zůstává v rovině dopadu, avšak na hranici vzduch-sklo se lomí, tj. odchyluje od původního směru. Tento jev se nazývá lom světla. Charakter odchylky od původního směru závisí na optické hustotě obou prostředí. Můžeme rozlišit dva případy: lom ke kolmici a lom od kolmice. K lomu ke kolmici dochází v případě přechodu paprsku z prostředí opticky řidčího do prostředí opticky hustšího (opticky řidčím prostředím světlo postupuje rychleji než prostředím opticky hustším) - lom ke kolmici nastává například při přechodu světelného paprsku ze vzduchu do skla. K lomu od kolmice dochází při přechodu paprsku z prostředí opticky hustšího do prostředí opticky řidčího - např. při přechodu ze skla do vzduchu. Zákonitosti platící pro lom světla vyjadřuje Snelliův zákon. Tento zákon může být uveden ve formě  $(\sin i) : (\sin r) = v_1 : v_2 = \text{konstanta}$ , přičemž  $i$  je úhel dopadu,  $r$  je úhel lomu (tj. úhel mezi lomeným paprskem a kolmicí dopadu),  $v_1$  je rychlost dopadajícího paprsku a  $v_2$  je rychlost lomeného paprsku. Uvedený vztah platí obecně pro různé dvojice prostředí, a to jak pro lom ke kolmici, tak i pro lom od kolmice. Při přechodu z opticky řidčího prostředí do opticky hustšího prostředí (tedy  $v_1 > v_2$ ) má konstanta hodnotu větší než 1. Pokud jde o přechod světelného paprsku z vakua do jiného prostředí, označuje se tato konstanta jako absolutní index lomu; pokud jde o přechod ze vzduchu do prostředí s vyšší optickou hustotou (do vody, skla, minerálů apod.), označuje se tato konstanta jako index lomu ( $n$ ). Index lomu závisí nejen na optické hustotě prostředí, ale i na vlnové délce (barvě) světla - s rostoucí vlnovou délkou index lomu klesá ( $n$  tedy klesá v tomto pořadí barev: fialová - modrá - zelená - žlutá - oranžová - červená). V mineralogii se při přesném měření indexu lomu používá obvykle žluté světlo a uváděné indexy lomu jsou tedy platné pro vlnovou délku tohoto světla. Hodnoty indexu lomu nerostů jsou obvykle uváděny na tři desetinná místa - např. fluorit 1,434, halit 1,544, pyrop 1,713, almandin 1,830, diamant 2,417. Index lomu je jedním z důležitých znaků při mikroskopickém určování nerostů.

Obyčejné světlo kmitá kolmo na směr paprsku ve všech azimutech. Kmity odraženého a lomeného paprsku jsou částečně usměrněny (polarizovány) a nejsou tedy ve všech azimutech stejné. Nejpriznivější podmínky pro polarizaci světla odrazem a lomem nastanou, když odražený a lomený paprsek spolu svírají úhel  $90^\circ$ . (Úhel dopadu, při němž je odražený paprsek kolmý na lomený paprsek, se označuje jako polarizační úhel - v případě obyčejného skla má polarizační úhel velikost  $56^\circ$ .) Odražený paprsek kmitá kolmo na rovinu dopadu, lomený paprsek v rovině dopadu.

Dopadne-li paprsek obyčejného světla kolmo na skleněnou desku, zůstane jeho směr zachován, nedojde k polarizaci, ale změní se jeho rychlost.

Optické vlastnosti pevných látek (a tedy i minerálů) jsou odrazem jejich krystalové struktury. V amorfních látkách (např. sklo ve výše uvedeném výkladu nebo opál) a v látkách krystalujících v kubické soustavě se světlo šíří ve všech směrech stejnou rychlostí, přičemž obecně je tato rychlost v různých látkách různá (to je zřejmé i z uvedených indexů lomu fluoritu, halitu, pyropu, almandinu a diamantu). Amorfní látky a látky krystalující v kubické soustavě se označují jako opticky izotropní látky.

Všechny látky krystalující v jiné soustavě než kubické řadíme mezi opticky anizotropní látky. V těchto látkách závisí rychlost světelného paprsku na směru, kterým paprsek kmitá. Paprsek obyčejného světla pronikající do opticky anizotropní látky se štěpí ve dva k sobě kolmo polarizované paprsky (roviny kmitů obou paprsků jsou vůči sobě kolmé), které se šíří různou rychlostí. V opticky anizotropních látkách tedy dochází k dvojlomu. Opticky anizotropní látky však mají jednu nebo dvě optické osy. Paprsek postupující ve směru optické osy se chová jako při průchodu opticky izotropním prostředím (optické osy se proto někdy nazývají osy optické izotropie). Látky mající jednu optickou osu se označují jako opticky jednoosé látky; dvě optické osy mají opticky dvojosé látky. K opticky jednoosým látkám patří všechny minerály krystalující v soustavě tetragonální, hexagonální nebo trigonální; k opticky dvojosým patří všechny minerály krystalující v soustavě triklinické, monoklinické nebo rombické.

Rozlišování látek opticky izotropních a anizotropních, opticky jednoosých a dvojosých a též zjišťování velikosti dvojlomu, indexu lomu a řady dalších optických vlastností minerálů se provádí pomocí polarizačního mikroskopu. Polarizační mikroskop se od obyčejného (biologického) mikroskopu liší především tím, že je opatřen polarizátorem a analyzátozem, tj. dvěma polarizačními zařízeními, která jsou nejčastěji zhotovena z polaroidu. V optické soustavě mikroskopu je polarizátor umístěn mezi zdrojem světla a kondenzorem; analyzátoz se nachází v tubu mikroskopu (mezi objektivem a okulárem) a lze jej z tubu snadno vysunout. K některým pozorováním je nutná Bertrandova čočka, která se zasunuje do tubu mezi analyzátoz a okulár. Polarizační mikroskop má vždy otočný stolek.

K výzkumu optických vlastností minerálů pomocí polarizačního mikroskopu je nutno připravit vhodné preparáty. Nejjednodušší je příprava práškového preparátu. Ten zhotovíme tak, že malý úlomek nerostu rozdrtíme na prášek. Na podložní sklíčko nanese tyčinkou nebo kapátkem kapku vhodné kapaliny o známém indexu lomu (vhodný je např. ricinový olej s  $n = 1,480$ , monobrombenzen s  $n = 1,561$  nebo  $\alpha$ -monobromnaftalen s  $n = 1,658$ ; voda s  $n = 1,333$  příliš vhodná není). Na kapku kapaliny nasypeme trochu připraveného prášku nerostu a preparát překryjeme krycím sklíčkem. Práškový preparát lze připravit i na podložním sklíčku s vybroušenou jamkou (kapka kapaliny s práškem nerostu se v tomto případě krycím sklíčkem nepřekrývá). Náročnější je příprava tzv. trvalých preparátů, které zhotovíme tak, že podložní sklíčko mírně nahřejeme, do jeho středu nanese větší kapku kanadského balzámu a podložní sklíčko nad kahanem nahřejeme tak, aby se kanadský balzám roztekl do plochy odpovídající velikosti krycího sklíčka. Pak na balzám nasypeme trochu připraveného prášku nerostu a překryjeme jej krycím sklíčkem. Po vychladnutí přebytečný balzám odškrábneme

(žiletkou) a preparát očistíme benzenem. V některých případech je nutno zhotovit tzv. výbrusy, jejichž příprava je dosti náročná na technické vybavení a vyžaduje i značnou zkušenost. Výbrusy jsou v podstatě tenké destičky (o síle zpravidla kolem 0,03 mm), které jsou vybroušené z minerálu nebo z horniny; tyto destičky jsou přilepeny na podložním sklíčku kanadským balzámem (příp. syntetickou pryskyřicí - např. Polyester, Epoxy) a překryty krycím sklíčkem.

Pozorujeme-li práškový preparát nerostu pod mikroskopem při vysunutém analyzátoru, sníženém kondenzoru a utažené clonce (do mikroskopu vniká jen úzký kužel světla), můžeme sledovat reliéf jednotlivých nerostných zrn. Je-li světelný lom nerostu hodně vyšší než světelný lom okolního prostředí, zdá se nám, jako by nerost z prostředí vystupoval. To můžeme pozorovat např. na zrnech almandinu ( $n = 1,830$ ) uzavřených v kanadském balzámu ( $n = 1,540$ ) - říkáme, že zrna almandinu v kanadském balzámu mají pozitivní (vystupující) reliéf. Naopak např. zrna fluoritu ( $n = 1,434$ ) uzavřená v kanadském balzámu (a mající tedy výrazně nižší index lomu než okolní prostředí) se do vrstvy kanadského balzámu zdánlivě propadají - říkáme, že mají negativní (propadající) reliéf. Pokud je rozdíl mezi indexem lomu prostředí a indexem lomu minerálu malý, nelze povahu reliéfu spolehlivě posoudit. Chceme-li v tomto případě zjistit, zda je index lomu nerostu vyšší nebo nižší než index lomu prostředí, můžeme použít metody Beckeho linky: V preparátu vyhledáme tenké zrno nebo zrno s tenkým okrajem. Zaostříme mikroskop na tenký obrys zrna a mikrošroubem nepatrně zvedneme tubus (nebo při jiné konstrukci mikroskopu nepatrně spustíme stolek). V látce s vyšším indexem lomu se objeví světlý proužek označovaný jako Beckeho linka. Zaostříme opět na tenký obrys zrna a mikrošroubem nepatrně spustíme tubus (nebo zvedneme stolek) - Beckeho linka se nyní objeví v látce s nižším indexem lomu.

Látky opticky izotropní a anizotropní lze v polarizačním mikroskopu rozlišit velmi jednoduše. Opět potřebujeme práškový preparát nebo výbrus. Pozorování budeme provádět při zasunutém analyzátoru (pokud je analyzátor otočný, musí být nastaven tak, aby jeho kmitosměr byl kolmý na kmitosměr polarizátoru!), zvednutém kondenzoru a otevřené clonce. Dáme-li nyní na stolek polarizačního mikroskopu preparát s opticky izotropní látkou (např. se zrny fluoritu nebo granátu), bude preparát v temném zorném poli mikroskopu temný a zůstane temný i při otáčení stolcem. Dáme-li do zorného pole preparát s anizotropní látkou, zjistíme, že některá zrna jsou sice temná, ale většina zrn má určité, často pestré barvy, které se označují jako interferenční barvy (z charakteru interferenčních barev lze usuzovat na velikost dvojlomu). Pozorujme nyní jednotlivá zrna anizotropního minerálu při otáčení stolcem mikroskopu. Zjistíme, že převážná většina zrn v preparátu se při otočení stolcem o  $360^\circ$  čtyřikrát maximálně rozjasní a čtyřikrát zhasne (tj. ztemní). Pozice zhasnutí jsou od sebe vzdáleny vždy o  $90^\circ$  a mezi zhasnutím a největším rozjasněním je úhlová vzdálenost  $45^\circ$ . Některá zrna opticky anizotropní látky však zůstávají při otáčení stolcem mikroskopu neustále temná - je to způsobeno tím, že optická osa těchto zrn je orientována paralelně s optickou osou mikroskopu (paprsek procházející ve směru optické osy opticky anizotropních látek se chová obdobně jako při průchodu opticky izotropním prostředím).

Při vysunutém analyzátoru lze na některých zrnech anizotropních minerálů pozorovat pleochroismus, jenž se projevuje tím, že při otáčení stolcem se intenzita barvy i barevný odstín nerostu poněkud mění. Pleochroismus je způsoben rozdílnou absorpcí světla v různých směrech. Jedním z výrazně pleochroických minerálů je skoryl. K pozorování pleochroismu tohoto minerálu je nejvhodnější preparát s jeho sloupečkovitými krystalky. Při otáčení stolcem mikroskopu lze zjistit, že se barva sloupečků skorylu mění od světle hnědé do temně hnědé. Je-li sloupeček skorylu orientován rovnoběžně s kmitosměrem polarizátoru, je absorpce světla nejmenší (barva krystalku je světle hnědá); je-li sloupeček orientován kolmo na kmitosměr polarizátoru, je absorpce světla největší (barva krystalku je temně hnědá). (Pomocí skorylového krystalku jsme schopni zjistit a nastavit směr kmitosměru polarizátoru.)



### 5.1.2. Prostupnost světla

Různé minerály mají rozdílnou schopnost propouštět světelné paprsky. Průhledné minerály propouštějí světlo tak dokonale, že světelné paprsky mohou procházet i velmi silnou vrstvou minerálu. Jako čiré minerály se označují bezbarvé průhledné nerosty (např. křišťál). Položíme-li destičku vyříznutou nebo vyštípnutou z průhledného nerostu například na tento text, jsme schopni jej bez problémů přečíst. Průsvitné minerály propouštějí světlo podstatně hůře - pohledem přes některé z této skupiny minerálů lze spatřit jen hrubé obrysy okolních předmětů (dobře lze rozlišit např. sluncem zalitá okna ve stěně nebo svítící lampu v potmělé místnosti), jiné průsvitné nerosty však velmi slabě propouštějí světlo jen ve velmi tenkých vrstvách (např. na ostrých hranách úlomků). Neprůhledné (opakní) minerály světlo nepropouštějí ani v tenkých vrstvách (např. grafit, pyrit, magnetit).

### 5.1.3. Barva a vryp

Barva minerálů je většinou způsobena pohlcením určitých vlnových délek světla dopadajícího na jejich povrch. Podle příčin barevnosti lze minerály rozdělit do čtyř skupin:

#### Achromatické (bezbarvé) minerály

Při průchodu světelných paprsků achromatickým minerálem nedochází ve viditelné části spektra (tj. v oblasti vlnových délek 400 až 760 nm) k selektivní absorpci určitých vlnových délek. Typickým achromatickým nerostem je např. křišťál (bezbarvá odrůda křemene) nebo bezbarvý diamant.

#### Idiochromatické (barevné) minerály

Barva idiochromatických minerálů vzniká v atomech prvků, které jsou podstatnou součástí těchto minerálů (jde o prvky vyjádřené v chemickém vzorci těchto minerálů). Ke vzniku barvy často dochází v tzv. chromoforech, jimiž jsou atomy přechodných kovů (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu). V závislosti na krystalové struktuře může stejný chromofor tvořit v různých minerálech rozmanité barvy - např. Cu způsobuje modrou barvu azuritu, zelenou barvu malachitu nebo červenou barvu kupritu, Fe vyvolává zelenou barvu olivínu a červenou barvu almandinu. Vliv na barvotvorný efekt má i valence chromoforu - dokonce i změna valence chromoforu obsaženého ve struktuře minerálu může výrazně ovlivnit jeho barvu (např. vivianit obsahující železo pouze ve formě  $Fe^{2+}$  je bezbarvý, ale na vzduchu díky oxidaci části  $Fe^{2+}$  na  $Fe^{3+}$  rychle získává nazelenalou barvu, která postupně přechází do modré až téměř černé). Barva vodičů (např. kovů) je způsobena selektivní absorpcí světla na elektronech, které se „volně“ pohybují krystalovou strukturou s kovovou vazbou. Rovněž u polovodičů (např. pyritu, galenitu, sfaleritu, chalkopyritu a řady dalších sulfidů, hematitu a magnetitu) je barva vyvolána selektivní absorpcí světla na elektronech, které se po excitaci dostatečně velkou energií mohou „volně“ pohybovat ve struktuře minerálu.

#### Alochromatické (zbarvené) minerály

Barva alochromatických minerálů může vznikat v atomech přechodných kovů, které jsou (na rozdíl od idiochromatických minerálů) jen stopovou, v idealizovaném chemickém vzorci nevyjádřenou příměsí. Například Cr způsobuje zelené zbarvení smaragdu nebo červené zbarvení rubínu, Fe vyvolává modrozelenou barvu akvamarínu nebo žlutou barvu citrínu. Různé příměsi způsobují u mnoha minerálů existenci různě zbarvených odrůd (jde například o barevně odlišné variety křemene, berylu, korundu a spinelu). Zbarvení některých minerálů má svůj původ v tzv. „barevných centrech“, přičemž těmito barevnými centry bývají defekty v krystalové struktuře.

Některé nerosty jsou zbarveny drobnými uzavřeninami (inkluzemi) jiných minerálů (např. uzavřeniny chloritu nebo hematitu v křemenu způsobují jeho zelené nebo červené zbarvení).

#### Pseudochromatické (zdánlivě barevné) minerály

V pseudochromatických minerálech vznikají barevné efekty lomem, ohybem nebo interferencí světelných paprsků. Rozklad bílého světla na barevné spektrum při průchodu diamantem je způsoben rozdílným indexem světelného lomu pro různé vlnové délky (barevné efekty vznikající rozkladem bílého světla v diamantu se ve šperkařství zesilují tzv. briliantovým brusem). Barvoměna drahého opálu souvisí s ohybem světelných paprsků na drobných kuličkách amorfního SiO<sub>2</sub> v jeho struktuře. Interferencí světla vznikají barevné efekty na vzduchem vyplněných trhlinkách v nerostu nebo na jeho štěpných plochách.

Interferencí světla na tenkých vrstvách kysličníků, které bývají přítomny zejména na povrchu některých sulfidických minerálů, vznikají tzv. náběhové barvy (např. chalkopyrit bývá často „pokryt“ modrými, fialovými nebo hnědými náběhovými barvami). Vzhledem k existenci náběhových barev je nutno barvu některých nerostů (zejména sulfidů) posuzovat na čerstvých plochách.

Jako barva vrypu (nebo jen vryp) se označuje barva prášku nerostu, která se zjišťuje rozetřením nerostu na destičce z nepolévaného porcelánu, případně rýpáním nožem nebo ocelovou jehlou do minerálu. U nerostů kovově lesklých bývá vryp obvykle tmavší než jejich barva, u nerostů průhledných nebo průsvitných bývá barva vrypu obvykle světlejší než barva nerostu (světle zbarvené nerosty mají často bílý vryp).

#### **5.1.4. Lesk**

Lesk je optická vlastnost, která souvisí především s odrazem světla od nerostů. Nerosty nejsou stejně silně lesklé - čím větší část světla je od nerostu odražena, tím intenzivnější je jeho lesk.

Lze rozlišit dva nejzákladnější typy lesku: kovový a nekovový. Těmito dvěma typům lesku odpovídají dvě skupiny minerálů: minerály s kovovým leskem se označují jako minerály kovového vidu a minerály s nekovovým leskem jako minerály nekovového vidu. Ostrá hranice mezi oběma uvedenými typy lesku neexistuje, a proto neexistuje ani ostré rozhraní mezi minerály obou vidů. Lesk na přechodu mezi kovovým a nekovovým se nazývá polokovový a minerály s tímto leskem se označují jako minerály polokovového vidu.

Kovový lesk je typický pro opakní nebo téměř opakní nerosty, které odrážejí značnou část světla na ně dopadajícího. Kovový lesk mají ryzí kovy, většina sulfidů (pyrit, galenit, chalkopyrit, molybdenit a řada dalších) a některé kysličníky (magnetit). Polokovový lesk je typický pro některé opakní nebo téměř opakní nerosty (např. hematit, wolframit, někdy kasiterit a sfalerit). Nekovový lesk je velmi rozmanitý a podle jakosti se blíže označuje jako diamantový, skelný, mastný, perleťový, hedvábný nebo matný.

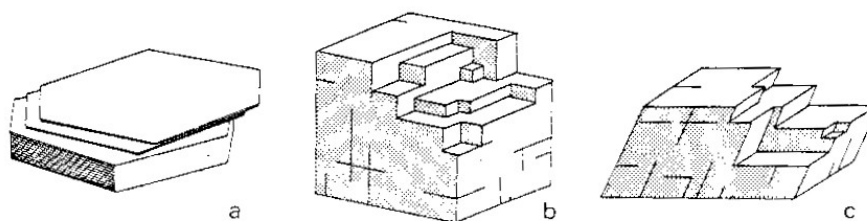
Diamantový lesk je charakteristický pro průhledné nerosty se silným světelným lomem (např. diamant, zirkon, cerusit, bezbarvý nebo velmi světle zbarvený sfalerit nebo kasiterit). Skelný lesk je velmi častý u průhledných nerostů - zhruba 70 % ze všech minerálů má skelný lesk (jde např. o křemen, téměř všechny silikáty, kalcit, dolomit, siderit, fluorit nebo halit). Mastný lesk je zpravidla způsoben drobnými plynokapalnými uzavřeninami v jinak průhledných nerostech (např. apatit, žilný křemen). Perleťový lesk je podmíněn totálním odrazem světla na jemných trhlinkách v dokonale štěpných nerostech (jde např. o slídy a sádrovec). Hedvábný lesk je vyvolán vláknitou stavbou některých nerostných agregátů (je charakteristický např. pro

azbesty). Matný lesk je velmi slabý nekovový lesk, s nímž se nejčastěji setkáváme na jemně naleptaných plochách krystalů průhledných nerostů (např. křemene, kalcitu, dolomitu, halitu).

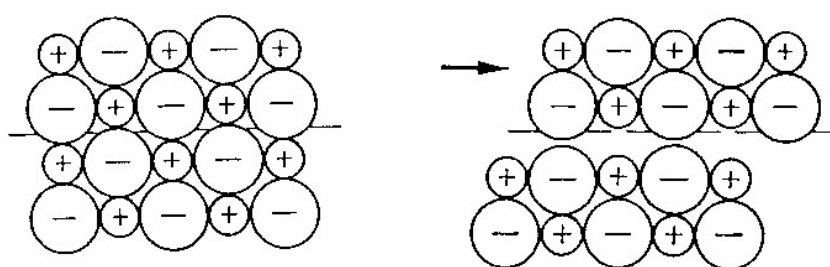
Nerosty bez lesku se často označují jako mdlé nerosty (příp. nerosty s mdlým leskem) - jde např. o zemité kaolinit, celistvý magnezit apod.

## 5.2. Štěpnost a lom

Štěpnost je definována jako krystalograficky orientované minimum soudržnosti. Je to schopnost krystalické látky štípat se (praskat) podél určitých rovin. Na krystalech lze pozorovat, že plochy štěpnosti jsou často rovnoběžné s určitými krystalovými plochami (obr. 104), přičemž jde zpravidla o krystalové plochy s nejjednoduššími Millerovými symboly. Podobně jako krystalové plochy jsou i plochy štěpnosti odrazem struktury krystalické látky. Plochy štěpnosti protínají nejdelší nebo nejslabší vazby v krystalové struktuře (např. štěpnost podle  $\{0001\}$  u grafitu nebo podle  $\{001\}$  u slíd - obr. 104a) nebo jde o roviny protínající co nejmenší počet vazeb (např. štěpnost podle  $\{111\}$  u diamantu). U některých minerálů s iontovou vazbou se při vzniku ploch štěpnosti výrazně uplatňuje účinek elektrostatických odpuzivých sil, který vede k rychlému vytvoření štěpné plochy v okamžiku, kdy se při pružné deformaci minerálu posunou určité strukturní roviny tak, že se proti sobě ocitnou shodně nabité ionty (obr. 105) - tímto způsobem lze vysvětlit např. štěpnost podle  $\{100\}$  u halitu.



Obr. 104. Dokonalá štěpnost muskovitu (a), galenitu (b) a kalcitu (c).



Obr. 105. Vytvoření plochy štěpnosti v krystalové struktuře minerálu s iontovou vazbou.

Kvalita štěpnosti se v mineralogii obvykle charakterizuje adjektivy „dokonalá“, „dobrá“ (nebo „střední“), „nedokonalá“ (nebo „zřetelná“) a „velmi nedokonalá“ („nezřetelná“); někdy se stupně štěpnosti vymezují jemněji (například velmi dokonalá štěpnost se označuje jako „výtečná“ nebo „výborná“ apod.) - terminologie používaná k vyjadřování kvality štěpnosti je velmi rozkolísaná (a to nejen v češtině). Určování stupně štěpnosti je velmi subjektivní a z toho plynou značné rozdíly v hodnocení této fyzikální vlastnosti u jednotlivých minerálů.

Při porušení soudržnosti krystalické látky, v jejíž struktuře nejsou žádná výrazná minima soudržnosti, nevznikají plochy štěpnosti, ale tvoří se lomné plochy. K lomu dochází i u štěpných minerálů, ale čím je štěpnost minerálu lepší a čím je počet různě orientovaných ploch štěpnosti větší, tím jsou lomné plochy vzácnější (např. u kalcitu, který je dokonale štěpný podle klence, se lomné plochy objevují jen zcela výjimečně). Porušení soudržnosti lomem je charakteristické pro amorfní minerály.

Podle tvaru lomných ploch lze rozlišit tři hlavní druhy lomu:

a/ lasturnatý lom, jenž je v typické podobě vyvinut u opálu (lasturnatý lom je charakteristický i pro některá vulkanická skla - např. obsidián);

b/ rovný lom mají např. některé odrůdy chalcedonu;

c/ nerovný lom lze pozorovat např. na pyritu (lomné plochy na pyritu jsou přerušovány četnými hrbolky a jamkami).

### 5.3. Tenacita (tuhost, kvalita soudržnosti)

U nerostů zkusíme projevy tenacity úderem (např. kladívkem) a mechanickým namáháním na ohyb.

Při úderu se některé nerosty deformují bez porušení soudržnosti tak, že je lze postupně roztepat až na plíšek. Takové nerosty se označují jako kujné. Kujnost je vlastností většiny ryzích kovů a výjimečně se objevuje i u sulfidů (argentit). Nerosty, které se při úderu rozpadají na prášek a nerozstříkují se při tom, označujeme jako jemné. K jemným nerostům patří např. sádrovec, grafit, mastek a slídy. Nerosty, které se při úderu rozpadají na prudce se rozstříkující (rozlétající) úlomky, označujeme jako křehké neboli kruché. Ke křehkým (kruchým) nerostům patří např. křemen, baryt, kalcit a pyrit.

Při ohýbání lupínků nebo destiček minerálů mohou nastat tři možnosti. Lupínky některých minerálů (např. lupínky vyštípnuté z krystalu sádrovce) jsou křehké a při ohýbání se lámou. Lupínky některých minerálů (např. slíd) jsou pružné, což znamená, že přestane-li působit síla vyvolávající jejich ohyb, získávají svůj původní tvar. Lupínky některých minerálů (např. mastku nebo chloritů) jsou ohébné, což znamená, že lupínky zůstávají ohnuté i potom, co přestala působit síla, která vyvolala jejich ohyb.

### 5.4. Tvrdost

Tvrdostí v mineralogii rozumíme odpor nerostu vůči vnikání cizího tělesa bez vzniku lomu. Tvrdost minerálu závisí zejména na jeho struktuře - na povaze vazeb, na velikosti meziatomových vzdáleností, na valenci a těsnosti směstnání iontů nebo atomů; tvrdost je výrazně ovlivňována poruchami v krystalové struktuře.

K určení tvrdosti se tradičně používá Mohsova stupnice tvrdosti. Při určování tvrdosti pomocí této stupnice se využívá skutečnosti, že tvrdší minerál rýpe do hladkého povrchu minerálu měkčího a že tomu nikdy není naopak. Mohs zkusmo vybral deset relativně běžných minerálů tak, aby každý následující v řadě rýpal do předchozího, ale sám se předchozím rýpat nedal. Mohsova stupnice tvrdosti se skládá z těchto minerálů:

- |           |             |           |             |
|-----------|-------------|-----------|-------------|
| 1. mastek | 4. fluorit  | 7. křemen | 10. diamant |
| 2. halit  | 5. apatit   | 8. topaz  |             |
| 3. kalcit | 6. ortoklas | 9. korund |             |

(V původní Mohsem navržené stupnici byl místo halitu použit sádrovec, jehož tvrdost je ve srovnání s halitem zpravidla poněkud nižší.)

Tvrdost nerostu zjišťujeme pokud možno na hladké ploše, do níž škrábeme minerály ze stupnice. Jestliže například lze do plochy zkoumaného nerostu rýpat ortoklasem (a samozřejmě za ním následujícími členy Mohsovy stupnice), avšak apatit na jeho ploše rýhy nezanechává, je tvrdost tohoto nerostu zhruba 5,5. Vzhledem k tomu, že tvrdost nerostu závisí na směru, lze v některých případech zjistit v různých směrech výrazně rozdílné hodnoty - např. na ploše (100) krystalu kyanitu lze ve směru krystalografické osy  $y$  zjistit tvrdost 6, avšak ve směru krystalografické osy  $z$  pouze tvrdost 4. Tvrdost označujeme písmenem T.

Pokud nemáme k dispozici Mohsovu stupnici tvrdosti, lze tvrdost minerálu přibližně určit pomocí jiných prostředků. Například nehtem lze rýpat nerosty s tvrdostí přibližně do 2. stupně, měděným drátem do 3. stupně, hřebíkem nebo nožem do 5. stupně, ocelovým pilníkem do 6. stupně; nerosty s tvrdostí nad 6 rýpou do skla.

V současnosti se provádí měření tvrdosti přístroji zvanými tvrdoměry (sklerometry) a zejména pomocí mikrotvrdoměrů (mikrosklerometrů). Tvrdost měřená mikrotvrdoměry se nazývá mikrotvrdost.

Nejčastěji používané mikrotvrdoměry jsou v podstatě speciálně upravené mikroskopy, které jsou vybavené diamantovým indentorem. Indentor je z diamantu vybroušená pyramida s obvykle čtvercovou základnou, která je v přístroji zabudována tak, že její základna je nahoře a její vrchol směřuje dolů. Při měření mikrotvrdosti se vrchol diamantové pyramidy opatrně spustí na vybroušenou a vyleštěnou plochu měřeného vzorku a potom se pod tlakem závaží o vhodné hmotnosti (obvykle 100 g) po dobu 15 sekund zatlačuje do vzorku. V měřeném vzorku se takto vytvoří „vtisk“ tvaru obrácené pyramidy, jehož velikost při konstantní hmotnosti závaží závisí na mikrotvrdosti minerálu (čím je mikrotvrdost menší, tím je velikost vtisku větší). Velikost vtisku se měří pomocí mikrometru ve speciálně upraveném okuláru mikroskopu. Hodnoty mikrotvrdosti se uvádějí v MPa (dříve byly udávány v  $\text{kp/mm}^2$ ).

## 5.5. Hustota

Hustotu minerálu lze definovat jako číslo, které udává kolikrát je určitý objem minerálu těžší než stejný objem destilované vody při 4 °C (tj. při teplotě, kdy má voda maximální hustotu, která odpovídá 1  $\text{g/cm}^3$ ). V mineralogii hustotu nejčastěji označujeme písmenem  $h$ . Většina horninotvorných minerálů má hustoty v rozpětí 2,5 - 3,5; rudní minerály mají hustoty většinou v intervalu 4 - 7,5.

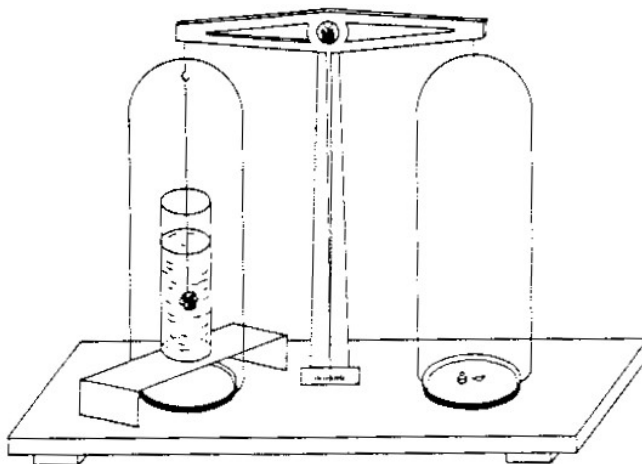
Hustota minerálů závisí na jejich chemickém složení a struktuře. Hustota minerálů obecně vzrůstá s obsahem prvků o vysoké atomové hmotnosti (obzvláště olova, rtuti, stříbra apod.); relativně velmi nízkou hustotu mají minerály obsahující vodu. U polymorfních (alotropických) modifikací bývá hustota různá, což je způsobeno jejich rozdílnou strukturou (např. hustota grafitu je 2,1 - 2,3, hustota diamantu je 3,5). Minerály, jejichž chemické složení je v podstatě konstantní (např. diamant, křemen), mají v podstatě konstantní hustotu; hustota minerálů, jejichž chemické složení je díky izomorfnímu zastupování velmi variabilní, se mění podle kvantitativního poměru zastupujících se prvků (např. v souvislé řadě forsterit  $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$  - fayalit  $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$  hustota plynule roste od 3,2 do 4,4). Podle hustoty se minerály často dělí do dvou skupin: na lehké minerály ( $h < 2,95$ ) a těžké minerály ( $h > 2,95$ ).

Ke stanovení hustoty minerálů lze použít několika relativně velmi jednoduchých metod:

Hustotu relativně větších úlomků nerostu lze velmi jednoduchým způsobem určit pomocí váh a odměrného válce vhodných rozměrů (tzv. volumetrickou metodou). Chceme-li například zjistit hustotu většího kusu žilného křemene, rozbijeme jej na úlomky o velikosti nepřesahující 1 cm. Vybereme několik větších úlomků (bez uzavření cizích nerostů!) a zjistíme jejich hmotnost (např. 30,7 g). Vzhledem k rozměru úlomků zvolíme odměrný válec o objemu 200 ml a naplníme jej po rysku 100 ml vodou. Zvážené úlomky křemene vložíme do válce a zjistíme, že v našem případě voda vystoupila na hodnotu 112 ml. Objem křemenných úlomků je tedy 12  $\text{cm}^3$ . Hustota minerálu

je rovna hmotnosti úlomků dělené jejich objemem, což je v našem případě zhruba  $2,5 \text{ g/cm}^3$ . (Při určování hustoty touto metodou mohou být vlivem vzduchových bublinek na povrchu úlomků nerostu zjištěny nepatrně nižší hustoty - bublinky je vhodné odstranit jemným zatřepáním odměrným válcem.)

Velmi rychle lze hustotu minerálu stanovit hydrostatickou metodou. Ke zjištění objemu úlomku nerostu tato metoda využívá Archimédova zákona („těleso ponořené do kapaliny je nadlehčováno silou, která se rovná hmotnosti kapaliny tělesem vytlačené“). Měření se provádí na hydrostatických vahách, které lze snadno získat jednoduchou úpravou laboratorních vah (obr. 106). Na háček nad levou miskou vahadla zavěsíme na niti přípevněný malý drátěný košíček, do nějž se vkládá úlomek nerostu. Prázdný košíček nejprve vyvážíme přidáním vhodného závaží na pravou misku vah. Potom do košíčku vložíme úlomek nerostu a zjistíme jeho hmotnost ( $m$ ). Levou rukou zasuneme do prostoru nad levou miskou kádinku s vodou tak, aby spodní část košíčku s úlomkem minerálu byla ponořena ve vodě - snížením hmotnosti závaží na pravé misce váhy vyvážíme. Rozdíl v hmotnosti způsobený nadlehčením úlomku minerálu ve vodě udává objem úlomku minerálu ( $V$ ) - zjištěný rozdíl hmotnosti v gramech odpovídá objemu v  $\text{cm}^3$ , neboť hustota vody je  $1 \text{ g/cm}^3$  (při  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  má voda hustotu  $0,998 \text{ g/cm}^3$ ). Hustota minerálu se vypočte podle vzorce  $h = m : V$ . Pro měření hustoty minerálů hydrostatickou metodou je vhodné zhotovit můstek (např. z překližky), který se umístí nad levou misku a na nějž je možno postavit kádinku s vodou. Přesnost výsledků snižují vzduchové bublinky na úlomku nerostu (lze je odstranit jeho zatřepáním apod.). Dalším zdrojem nepřesností je skutečnost, že zjištěný objem úlomku je zvýšen o objem drátku tvořícího ponořenou část košíčku (vypočtená hustota je potom nižší). Pokud to morfologie úlomku umožňuje, je výhodnější tento úlomek nekládat do drátěného košíčku, ale přivázat jej na tenkou nit a zavěsit na háček nad miskou. (Pomocí hydrostatické metody lze velmi snadno rozlišit např. prstýnky zhotovené ze zlata nebo stříbra od prstýnků vyrobených z jim barevně podobných materiálů.)



Obr. 106. Hydrostatické váhy.

Velmi přesně lze hustotu minerálu změřit pyknometrickou metodou. K měření potřebujeme pyknometr (pyknometr je skleněná lahvička se zabroušenou a svisle provrtanou zátkou; pomocí pyknometru lze velmi přesně odměřit vždy stejný objem kapaliny), dostatečně přesné váhy, drobné úlomky nerostu a vodu. Postup je následující:

- 1/ zvážíme prázdný pyknometr - zjistíme hmotnost A,
- 2/ do pyknometru vpravíme úlomek studovaného minerálu a zvážíme jej - zjistíme hmotnost B,
- 3/ pyknometr s úlomky minerálu naplníme vodou přesně do horní úrovně zátky a zvážíme jej - zjistíme hmotnost C,
- 4/ pyknometr vyprázdníme, vyčistíme, naplníme jej vodou přesně do horní úrovně zátky a zvážíme jej - zjistíme hmotnost D.

Hustotu minerálu vypočteme podle vzorce  $h = (B-A) : (D-C+B-A)$ , neboť  $B-A$  je hmotnost minerálu a  $D-C+B-A$  udává jeho objem. Podobně jako při zjišťování hustoty v odměrném válci mohou být výsledky nepříznivě ovlivněny drobnými bublinkami vzduchu.

Hustotu drobných zrněk nerostů lze určit suspenzační metodou. Princip této metody je založen na tom, že pevná tělesa se v kapalině o stejné hustotě vznášejí (jsou suspendována), v kapalině nižší hustoty klesají ke dnu a v případě vyšší hustoty kapaliny plavou na její hladině. Pomocí sady kapalin o různé, ale známé hustotě lze tedy

stanovit hustotu i drobného zrnka nerostu, přičemž přesnost stanovení je dána rozdílem v hustotě dvou sousedních kapalin použité sady. Pokud budeme mít dvě navzájem mísitelné kapaliny, z nichž jedna má nižší hustotu než zkoumaný minerál a druhá má vyšší hustotu, lze jejich mísením získat kapalinu o hustotě shodné s hustotou minerálu (minerál se v této kapalině bude volně vznášet); nyní stačí hustotu této kapaliny přesně změřit (např. pomocí pyknometru o známém objemu nebo pomocí Mohr-Westfalových vah). Použitelnost suspenzační metody je omezena neexistencí vhodných kapalin s hustotou nad  $4 \text{ g/cm}^3$ ; nevýhodou je i značná toxicita některých užívaných kapalin.

## 5.6. Magnetismus

Ve všech látkách (a tedy i v minerálech) se v magnetickém poli indukuje určitý magnetický moment, jenž je přímo úměrný intenzitě magnetického pole působícího na danou látku. Podle toho, jak mohutně magnetické pole na látku působí, lze látku rozdělit na silně magnetické a slabě magnetické.

Silně magnetické látky, zpravidla označované jako feromagnetické látky, zesilují magnetické pole a jsou póly magnetu silně přitahovány. K feromagnetickým minerálům patří například železo, magnetit a pyrrhotin.

Slabě magnetické látky se dělí na diamagnetické a paramagnetické. Diamagnetické látky magnetické pole nepatrně zeslabují a jsou v magnetickém poli slabě odpuzovány. K diamagnetickým minerálům patří např. zlato, stříbro, měď, halit, křemen a topaz (k pozorovatelnému odpuzování diamagnetických minerálů dochází až ve velmi silném magnetickém poli). Paramagnetické látky magnetické pole nepatrně zesilují a jsou v magnetickém poli slabě přitahovány. K paramagnetickým minerálům patří např. siderit, rutil, turmalín a beryl (k prokázání paramagnetických vlastností uvedených minerálů je zapotřebí velmi silného magnetu).

## 5.7. Piezoelektřina a pyroelektřina

Piezoelektrický jev se objevuje na krystalech náležejících do krystalových oddělení, která nemají střed souměrnosti. Při mechanickém namáhání (stlačování, ohýbání, natahování) piezoelektrického krystalu nebo z něj vhodně vyříznuté destičky dochází k vytvoření nekompensovaného elektrického náboje a elektrického napětí na povrchu krystalu nebo destičky. K piezoelektrickým minerálům patří například trigonální modifikace křemene.

Pyroelektrický jev je stejně jako piezoelektrický jev znám u některých minerálů, jejichž krystaly náležejí do krystalových oddělení bez středu souměrnosti. Ke vzniku pyroelektřiny dochází při zahřívání nebo ochlazování pyroelektrického krystalu (např. krystalu skorylu).

## 5.8. Tavitelnost

K přechodu krystalických látek ze skupenství pevného do kapalného dochází při určité teplotě, která se označuje jako bod tání. Bod tání závisí (při konstantním tlaku) na chemickém složení a struktuře minerálu. Empiricky bylo sestaveno několik stupnic tavitelnosti. Jako příklad je zde uvedena Kobellova stupnice, která řadí minerály podle jejich tavitelnosti v plameni dmuchavky:

1. Antimonit - taje velmi lehce (bod tání je  $520 \text{ }^\circ\text{C}$ , proto antimonit taje již v plameni svíčky).
2. Natrolit - taje lehce.
3. Almandin - taje obtížněji než natrolit.

4. Aktinolit - tenké třísky tají lehce, silnější obtížněji.
5. Adulár - natavují se jen tenké třísky.
6. Bronzit - obtížně se natavuje jen na nejtenčích hranách.
7. Křemen - vůbec se nenatavuje.

Ve starověku a středověku byla tavitelnost jedním z kritérií pro zařazování minerálů do tehdy používaných mineralogických systémů.

### Literatura doporučená pro další studium

- Bernard J.H., Rost R. et al. (1992): *Encyklopedický přehled minerálů*. Academia, Praha.
- Faure G. (1991): *Principles and Applications of Inorganic Geochemistry*. Macmillan Publishing Company, New York.
- Garrels R.M., Christ C.L. (1965): *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper and Row, New York.
- Godovikov A.A. (1973): *Vvedenie v mineralogiju*. Izd. Nauka, Novosibirsk.
- Gregerová M., Fojt B., Vávra V. (2002): *Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů*. Moravské zemské muzeum a Přírodovědecká fakulta MU Brno.
- Chojnacki J. (1979): *Základy chemické a fyzikální krystalografie*. Academia, Praha.
- Kostov I. (1971): *Mineralogija*. Izd. Mir, Moskva.
- Kratochvíl B., Jenšovský L. (1987): *Úvod do krystalochemie*. SNTL, Praha.
- Lukáč R. (1968): *Všeobecná mineralogie I. Kryštalografia*. Academia, Praha.
- Matthes S. (1996): *Mineralogie*. Springer, Berlin.
- Nesse W.D. (1991): *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press. New York – Oxford.
- Nesse W.D. (2000): *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press. New York – Oxford.
- Pauk F., Bican J. (1978): *Praktická cvičení z mineralogie a petrografie*. SPN, Praha.
- Putnis A. (1992): *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press.
- Putnis A., McConnell J.D.C. (1980): *Principles of Mineral Behaviour*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Rösler H.J. (1979): *Lehrbuch der Mineralogie*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Slavík F., Novák J., Kokta J. (1974): *Mineralogie*. Academia, Praha.
- Strübel G. (1977): *Mineralogie*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž)*. Academia, Praha.
- Zimák J. (1994): *Úvod do genetické mineralogie*. Olomouc.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.