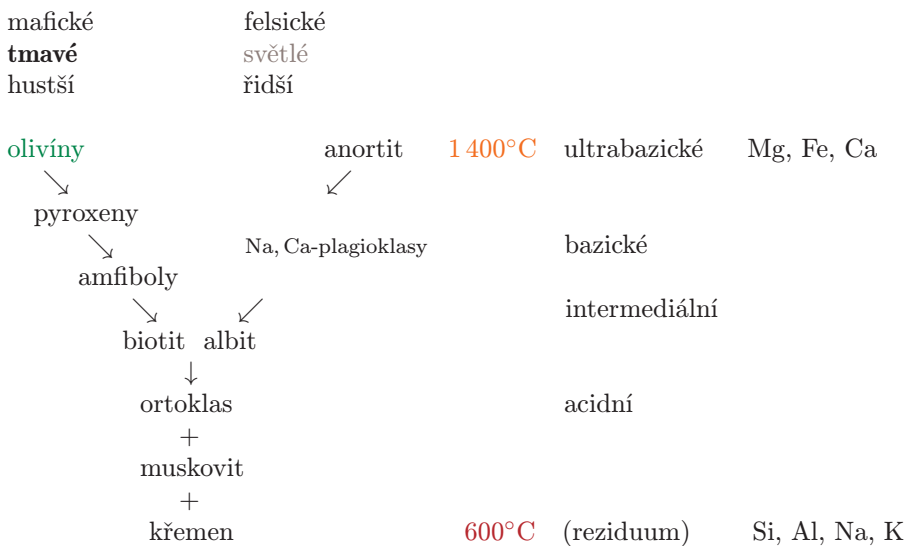


Pro pochopení vzájemných vztahů mezi minerály, vztahů mezi horninami (zejména vyvřelými) nebo popis průběhu diferenciacie terestrických těles je důležité **Bowenovo schéma**. Popisuje postupnou, rovnovážnou **krystalizaci magmatu** při postupně klesající teplotě. Konkrétně silikátového (bazického (subalkalického (vápenatoalkalického))). Do minerálů vstupují ovšem pouze určité chemické prvky, *kompatibilní* s danou krystalovou strukturou, což ovlivňuje chemické složení reziduální taveniny. Pokud přitom minerály (jakožto pevná látka) stále zůstávají v tavenině (čili kapalině), při dalším snižování T , když se rovnováha změní, minerály s taveninou opětovně reagují. Často však dochází k jejich vydělování, např. gravitací, takže nastává *frakční* krystalizace, vedoucí k diferenciaci. To narušuje ideální představy, protože se chemické složení mění (nemohou vzniknout všechny členy ve schématu). Nicméně schéma je následující:



Abychom ve schématu lépe rozpoznávali chemické složení, připojujeme následující výčet *skupin* (resp. koncových minerálů) a samostatných minerálů:

- olivíny: forsterit Mg_2SiO_4 , fayalit Fe_2SiO_4 ;
- pyroxeny: enstatit $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, ferosilit $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; wollastonit¹ $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$;
- amfiboly: tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, feroaktinolit $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, antofylit $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$;

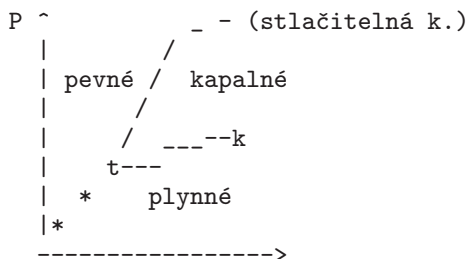
1. pyroxenoid

- biotit, tmavá slída $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$;
- anortit, Ca-živce (plagioklas) $CaAl_2Si_2O_8$;
- albit, Na-živce (plagioklas) $NaAlSi_3O_8$;
- ortoklas, mikroklin, K-živce $KAlSi_3O_8$;
- muskovit, světlá slída $KAl_3Si_3O_{10}(OH, F)_2$;
- křemen SiO_2 .

Co vidíme? Teplota klesá ↓. První minerály začínají krystalovat při asi 1 400°C (a vysokém tlaku). Existují dvě řady: diskrétní ↔ spojitá. Diskrétní proto, že se krystalová struktura mění náhle. Spojitě se měnící pevné směsi jsou sodno-vápenaté živce (plagioklasy), mající stejnou krystalovou strukturu. V zásadě lze rozlišit minerály (a též horniny jimi tvořené): **bazické** (zásadité) ↑; **acidní** (kyselé) ↓. Postupně se v nich snižuje obsah Mg, Fe, Ca; naopak roste obsah Si, Al, Na, K. Jiné rozdělení je na: **mafické** (bohaté na Mg, Fe) ↔ **felsické** (tzn. na živce, křemen). Liší se též tím, že jsou spíše: tmavé ↔ světlé. A co je nejpodstatnější: hustší ↔ řidší.² Při asi 600 °C je většina taveniny pryč. Zůstal zůstatek (reziduum), značně obohacený o nekompatibilní prvky, např. K, prvky vzácných³ zemin (REE), P.

Co z toho plyne? Pokud byl na celé Zemi **magmatický oceán** (asi ano), byl v něm samozřejmě profil teploty $T(r)$; klesající. Magmatický oceán bývá vždy turbulentní, vnitřní energie U se v něm přenáší prouděním.⁴ Můžeme si jej představit jako „bubliny“, které jsou-li teplejší, řidší než okolí, stoupají díky vztlaku „jako balóny“ vzhůru (a *vice versa*). Je-li rychlost \mathbf{v} proudění dost velká, neprobíhá výměna tepla s okolím. Pak ovšem $T(r)$ klesá adiabaticky, tzn. pomalu, neboť se pouze přizpůsobuje okolnímu tlaku $P(r)$.

Pak je ovšem otázka, kdy a kde začne krystalizovat do podoby *pevného* pláště?! To záleží na fázovém rozhraní v diagramu $P(T)$. Schematicky pro chemicky čistou látku:



2. olivíny 3,2 až 4,4 g cm⁻³, anortit 2,7, křemen 2,6

3. nejsou vzácné chemicky, nýbrž zůstávají rozptýlené a nesoustřeďují se v rudních ložiscích

4. je neprůhledný, přenos zářením není možný; není pevný, přenos vedením není jediný možný; mimochodem dochází k chemickému promíchávání

kde t označuje trojný bod, k kritický bod. Sklon rozhraní je dán zmiňovanou Clausiovou–Clapeyronovou rovnicí:

$$\frac{dP}{dT} = \frac{l}{T\Delta v}, \quad (1)$$

kde jsme jen přeznačili a přejmenovali $l \equiv \Delta h$ měrné teplo tání, $\Delta v = \Delta \frac{1}{\rho}$ je změna měrného objemu při fázovém přechodu (pe./k.).⁵ V případě *směsí* se ovšem musí rozlišit: **solidus**, kde se směs stane celá pevná, **likvidus**, kdy se stane celá kapalná; mezi nimi je *parciálně* roztavená (tj. náš kýžený případ).

Když je $T(r)$ pozvolné klesající, musí být $T(P)$ pozvolné rostoucí a $P(T)$ strmé rostoucí. Na diagramu zpočátku leží celý profil v oblasti kapalné (jde o oceán). Pomalu se sune vlevo, neboť T celkově klesá (viz proudění a zářivé ztráty z atmosféry). Průsečík s (pozvolnějším) likvidem bude evidentně nahoře, tzn. v místě, kde je vysoké P — plášť tudíž začíná krystalizovat *zespodu*! Samo sebou tím dole vzniknou minerály, jejichž hustota je jednak přizpůsobena okolí a jednak se ještě zvýší při fázovém přechodu ($\Delta v > 0$; ale pro k./pe. je to opačně). Ostatně kdyby nebyla, vztlak by je okamžitě tlačil nahoru.

Kde se pak bere **vulkanismus**? Je-li dnes celý plášť pevný, musíme vysvětlit opětovný vznik magmatu. Především, i v pevném plášti dochází k proudění! Avšak $|\mathbf{v}|$ je mizivé. Magma pak vzniká: (i) adiabatickou dekompresí hornin při výstupu; (ii) ohřevem nad výstupnými proudy (horkou skvrnou); (iii) snížením solidu změnou chemického složení v subdukčních zónách (zejm. vodou, a to o mnoho 100 °C); (iv) kompresí v konvergentních zónách mezi kontinentálními litosférickými deskami.⁶ Magmata tak vzniklá se ovšem liší, mohou být nejen bazická stejně jako oceánská kůra, ale mít intermediální či acidní složení jako kontinentální kůra nebo mít zvýšený obsah těkavých látek apod. Potom Bowenovo schéma neplatí.

[1] *Bowen's reaction series*. [online] [cit. 2020-10-31].

(<https://www.britannica.com/science/igneous-rock/Nature-of-magmas>).

5. nejedná se o vodu, která je anomální ($\Delta v < 0$) a jejíž sklon je opačný

6. i když zde se magmatismus často neprojevuje vulkanismem na povrchu