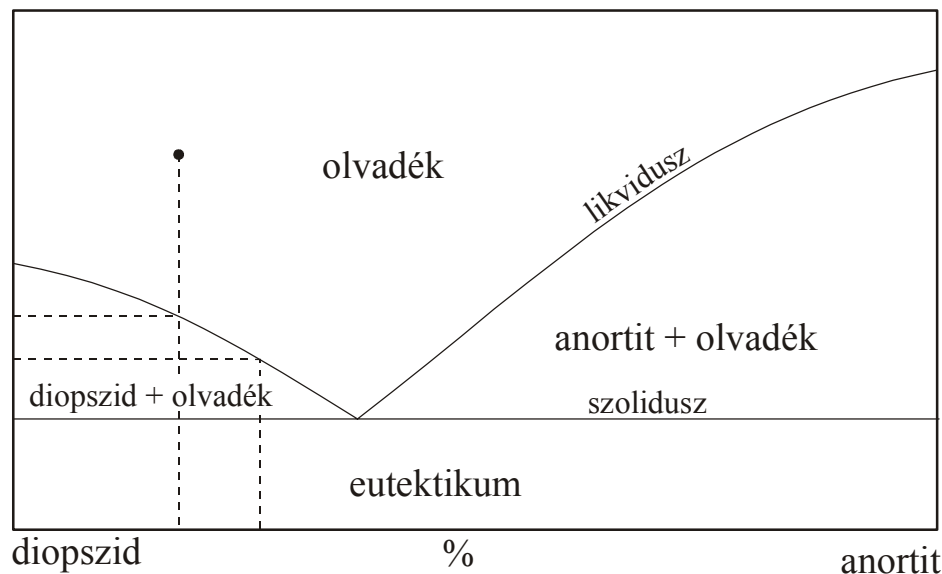


### 2.1.1. Az olvadás, homogén, heterogén anyag olvadása

Az olvadás során valamely extenzív változó (pl. P, T), esetleg a kémiai összetétel megváltozásának hatására, szilárból cseppfolyóssá változik az adott rendszer halmazállapota. Ez homogén (egyfázisú) rendszer esetén legtöbbször egy *monovariáns* PT görbe mentén következik be; homogén kristályos anyagoknak (P-től függő) meghatározott olvadáspontja van. Izomorf elegykristályoknak, többfázisú rendszernek (ld. a polimineralikus kőzeteknek) nincs egyértelműen meghatározott olvadáspontja, az olvadás egy szélesebb PT intervallumon játszódik le.

### 2.1.2. Eutektikus olvadás (biner, terner), likvidusz, szolidusz

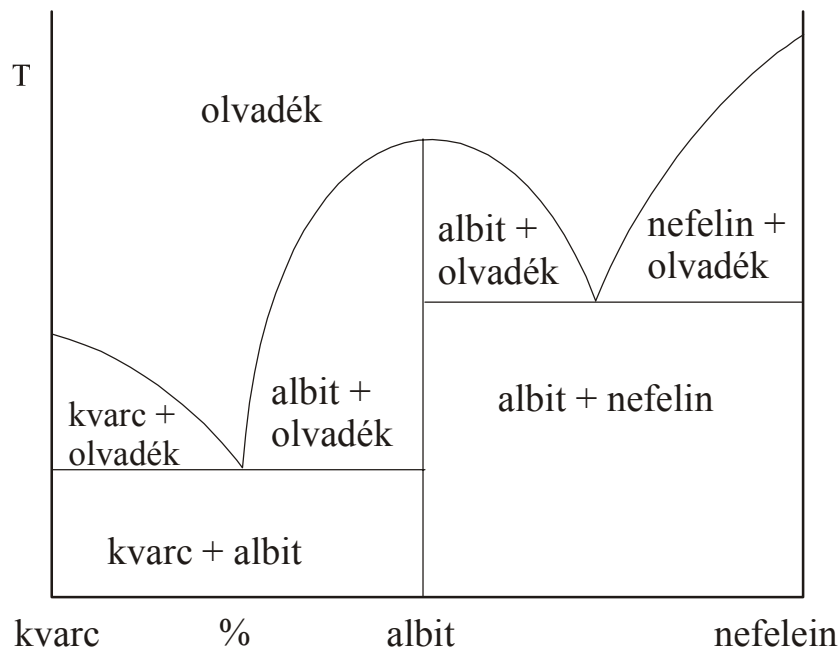
Egyszerű kétkomponensű rendszer (a két komponens nem képez elegykristályt vagy új vegyületet) olvadása során, a legalacsonyabb hőmérsékleten (*eutektikus* hőmérséklet) bármely kiinduló összetétel mellett azonos összetételű olvadék (eutektikus olvadék) keletkezik. A T növekedése mellett az olvadék összetétele fokozatosan tolódik el a kiindulási szilárd anyag összetétele irányába. Széles PT tartományban olvadék és szilárd anyag is jelen van, ennek a mezőnek a határai a *likvidusz* és a *szolidusz*. Az olvadás hasonló elven zajlik terner és többfázisú rendszerekben is.



### 2.1.3. Kongruens, inkongruens olvadás

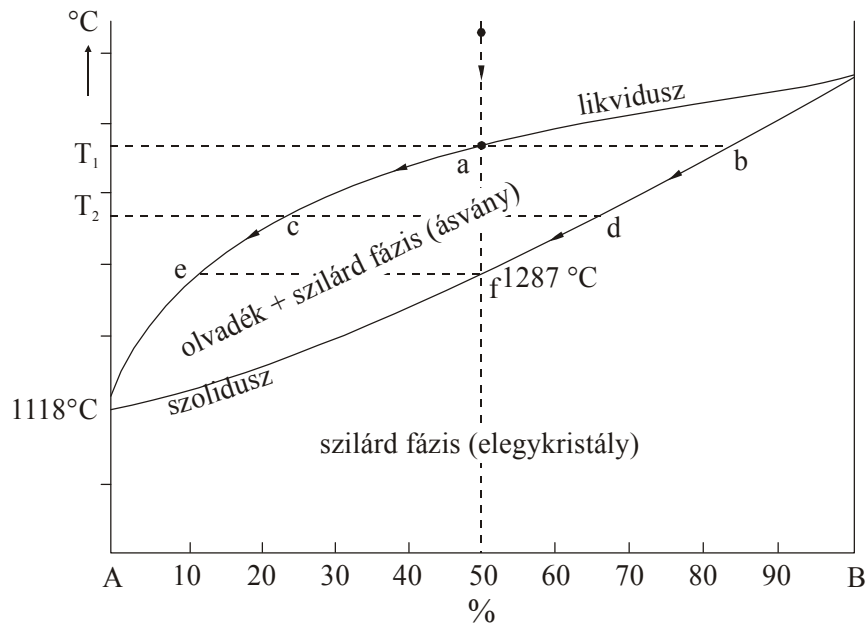
Ha a két komponens egymással vegyületet alkot (pl. nefelin + 2 kvarc = albit; leucit + kvarc = ortoklász), a likviduszgörbén ennek megfelelő helyen lokális maximum jelentkezik.

Amennyiben a köztes termék olvadáspontja magasabb a két kialakuló *eutektikus pont*nál *kongruens*, ellenkező esetben *inkongruens* olvadás történik. *Kongruens* olvadó vegyület (pl. albit) összetétele szilárd és olvadék fázisban azonos, ilyenkor a rendszer két egyszerű eutektikus rendszer együtteseként értelmezhető. Az inkongruens olvadáspontú vegyület (pl. ortoklász) olvadásakor az ilyen rendszerekben kialakuló *peritektikus* ponton összetevőire bomlik.



#### 2.1.4. Elegykristályok olvadása

Amennyiben a két komponens (hézagmentes) *elegykristályt* alkot (pl. albit – anortit), az olvadás során az első olvadék összetétele az alacsonyabb olvadáspontú szélső tagban, míg a reziduális szilárd fázis a magasabb olvadáspontú tagban lesz gazdagabb. Az olvadás előrehaladásával az olvadék összetétele fokozatosan éri el a kiinduló szilárd fázis összetételét, miközben olvadék és szilárd anyag egymással széles hőmérsékleti tartományban egyensúlyban van (egyensúlyi olvadás esetén).



### 2.1.5. A kéreg és a köpeny átlagos kémiai összetétele

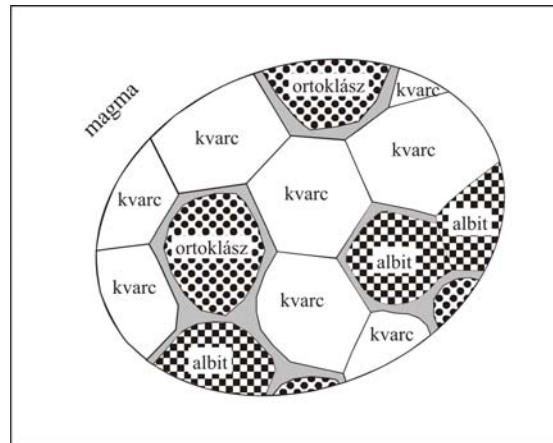
A Föld kialakulásának eredményeként az egymást követő geoszférák kémiai összetétele jelentősen eltér egymásától. A kéreg és a köpeny átlagos összetételét összehasonlítva előbbi lényegesen magasabb SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO és alkália (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O), valamint egy nagyságrenddel alacsonyabb MgO tartalma alapvető. Ez az eltérés természetesen a két geoszféra ásványos összetételét is meghatározza.

	köpeny	kéreg
SiO <sub>2</sub>	46.0	59.1
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.1	15.8
FeO	7.5	6.6
MnO	0	0.1
MgO	37.8	4.4
CaO	3.2	6.4
Na <sub>2</sub> O	0.3	3.2
K <sub>2</sub> O	0	1.9

### 2.1.6. Parciális olvadás

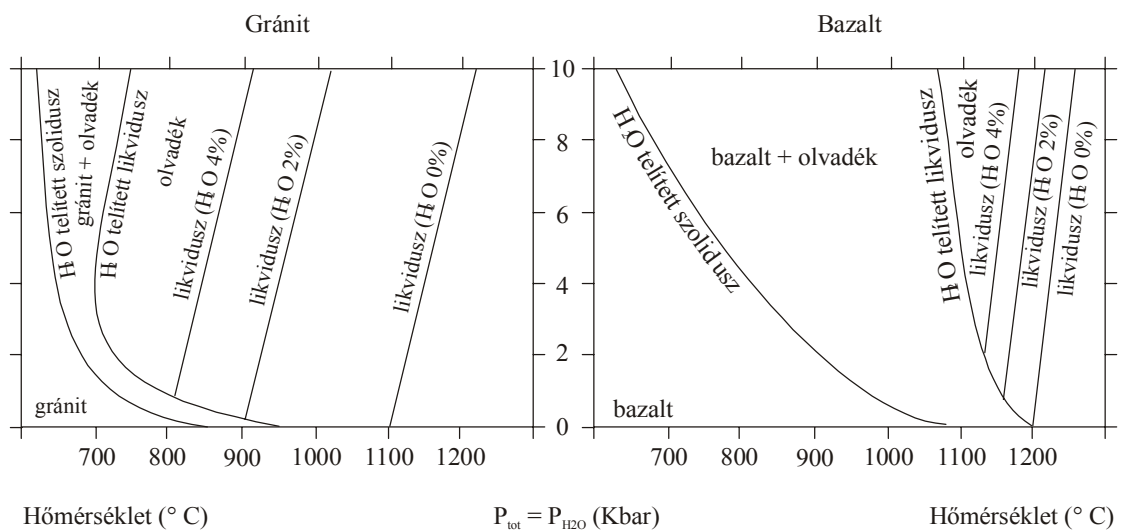
A kőzetek rendszerint többféle ásványból álló heterogén rendszerek. Olvadásuk így nem egyidejűleg történik, hanem széles PT intervallumon belül (a fenti folyamatok komplex hatására) fokozatosan változó összetételű olvadék és reziduális szilárd anyag tart egymással

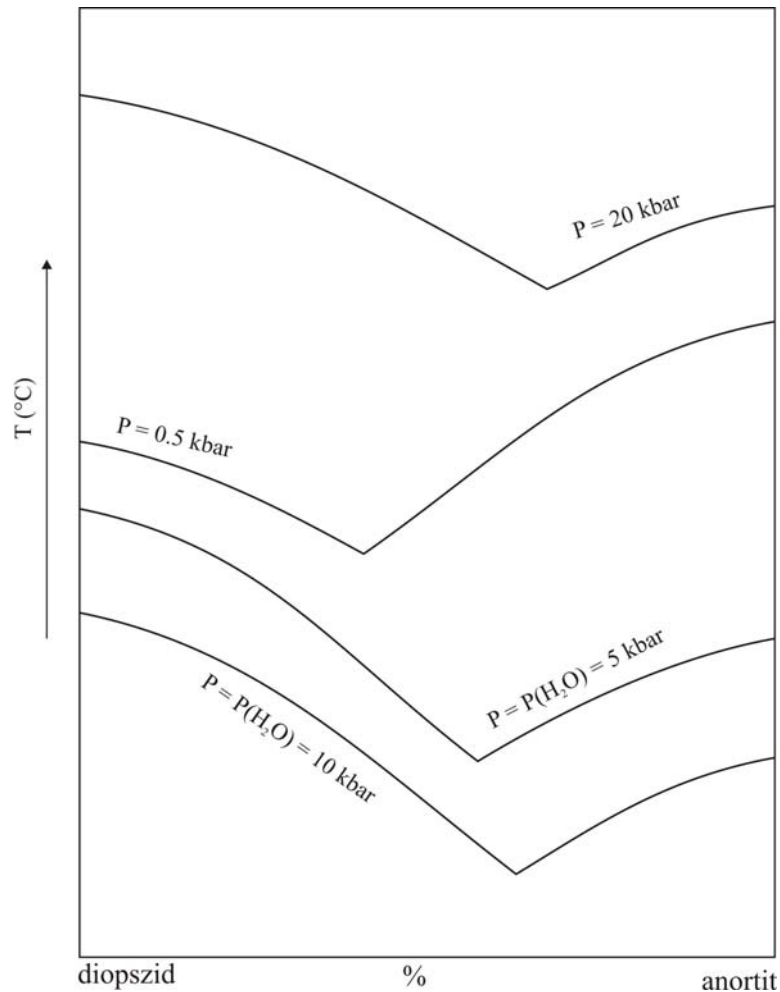
egyensúlyt. Mivel az asztenoszféra – litoszféra rendszerben az olvadás feltételei csak korlátozott ideig érvényesülnek, a kiinduló szilárd anyag csak részlegesen (*parciálisan*) tud megolvadni. Ennek eredményeként a végső olvadék összetétele jelentősen eltér az olvadó kőzetétől.



### 2.1.7. A nyomás hatása az olvadásra

A nyomás növekedése rendszerint növeli az egyes ásványok olvadáspontját, és a komplex rendszerek *szolidusz* és a *likvidusz* hőmérsékletét is. Ezért a száraz kőzetek nem szükségképpen olvadnak meg a mélységgel növekvő hőmérséklet emelkedés hatására. H<sub>2</sub>O jelenlétében a rendszer szoliduszának és likviduszának hőmérséklete is jelentős mértékben csökken. Így a magas *fluid nyomás* – az eredő *effektív nyomás* ( $P_{eff}$ ) csökkentésén keresztül – elősegíti az olvadást.





### 2.1.8. A kőzetolvadék (magma) kémiai összetétele (savanyú, intermedier, bázisos, ultrabázikus magmák)

A *magma* többkomponensű kőzetolvadék, melyet elsősorban polimerizált szilikát molekulák alkotnak. A kőzetolvadékok kémiai összetétele szempontjából meghatározó jelentőségű a Si mennyisége. Ennek megfelelően beszélhetünk *savanyú* ( $65\% < \text{SiO}_2$ ), *intermedier* ( $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ ), *bázikus* ( $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ) és *ultrabázikus* ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ) magmákról. A keletkező kőzet összetétele tekintetében lényeges kémiai alkotók emellett az alkáliák ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), a  $\text{CaO}$ , az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , valamint az  $\text{FeO}$  és az  $\text{MgO}$  is.

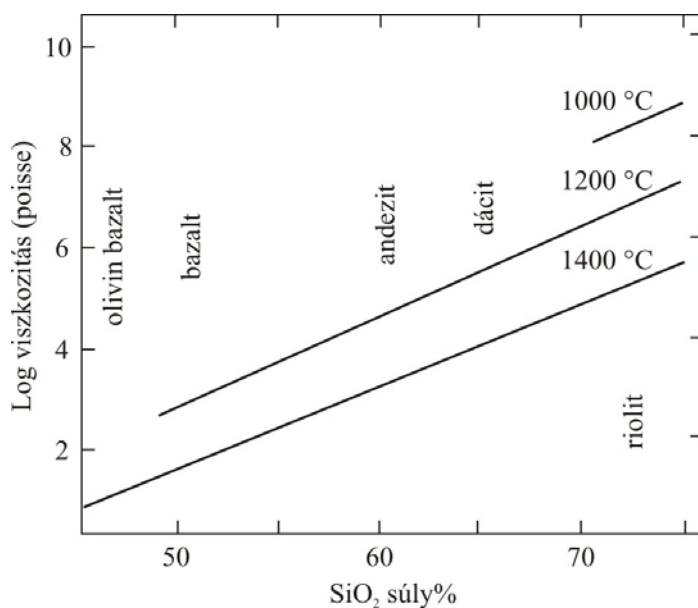
### 2.1.9. Tholeiites, mészkáli, alkáli magmák

Kémiai összetételük alapján a kőzetolvadékok lehetnek *alkáli*, vagy *szubalkáli* jellegűek; első esetben a  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  mennyiség meghaladja a  $\text{CaO}$  mennyiségét. A szubalkáli magmák tovább osztályozhatók oxigén tartalmuk alapján; míg a *tholeiites* magmák esetében

$f_{O_2}$  alacsony, a *mészalkáli* olvadékok magas oxigén tartalmúak. Mindhárom fő típuson belül előfordulnak savanyú, intermedier és bázikus olvadékok, s az ezeknek megfelelő kőzettípusok is (pl. alkáli riolit, tholeiites bazalt, stb.).

### 2.1.10. A magma fizikai tulajdonságai

A kőzetolvadék legfontosabb fizikai tulajdonságait (viszkozitását, sűrűségét, az ion diffúzió sebességét, stb.) a kémiai összetétel mellett elsősorban a magma hőmérséklete és nyomása határozza meg. Együttes hatásuk alakítja ki a magma reológiai tulajdonságait, amik meghatározók olyan, a magmakamrában zajló folyamatok szempontjából, mint a magmakeveredés, a kristályosodás, vagy a gravitációs differenciáció sebessége. A viszkozitás a folyadék folyással szembeni ellenálló képessége. Általában  $SiO_2$  tartalommal párhuzamosan nő, a hőmérséklet és a fluidum tartalom növekedésével csökken a magma viszkozitása. A sűrűség  $SiO_2$  tartalommal és hőmérsékletemelkedéssel arányosan csökken.

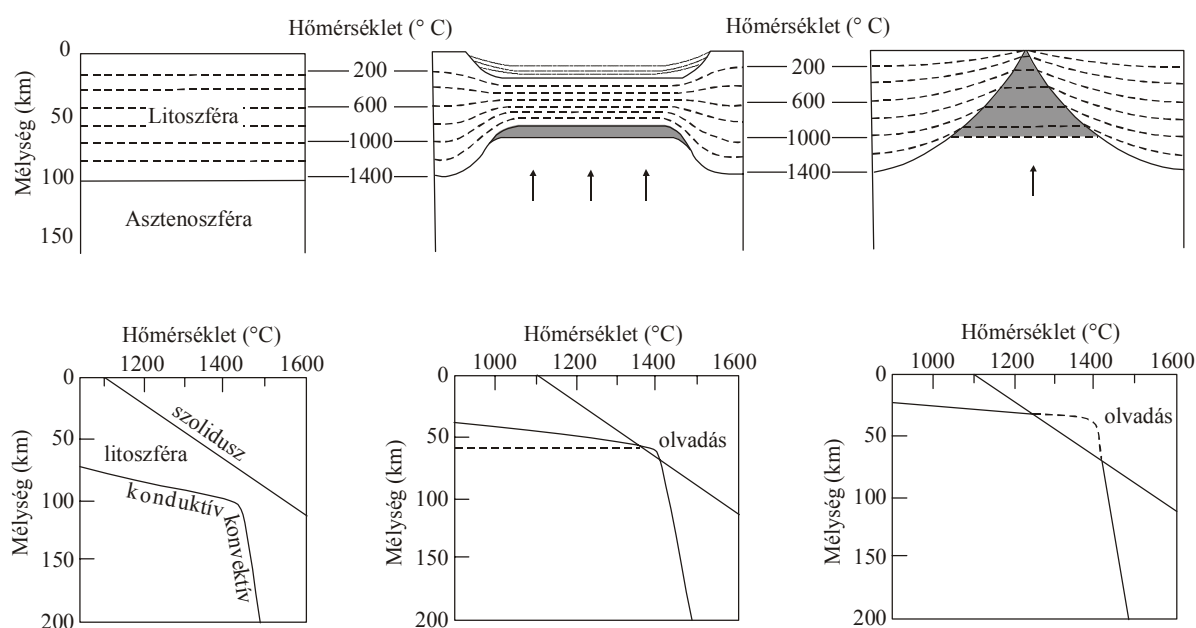


### 2.1.11. A magmaképződés helyei a litoszférában, asztenoszférában

Egyensúlyi állapotban a teljes *litoszféra* és *asztenoszféra* szilárd halmazállapotú, a felépítő kőzetek a rájuk jellemző kémiai összetétel mellett az adott P és T függvényében stabil ásványokból állnak. Kőzetolvadék, *magma képződésre* ott van lehetőség, ahol a litoszférát, ill. az asztenoszférát felépítő szilárd anyag át tudja lépni az olvadáspontját. Ez hőmérsékletnövekedés, nyomáscsökkenés, esetleg a kémiai összetétel megváltozása révén következhet be.

### 2.1.12. Magmaképződés divergens szegélyen

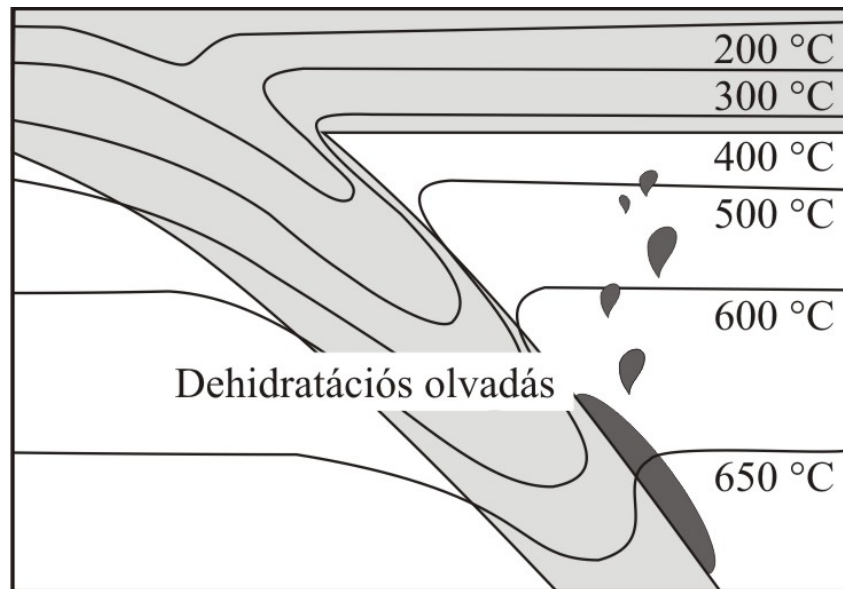
Litosztatikus nyomás csökkenéséből adódó *parciális olvadásra*, s így magma képződésére divergens lemezhatárok, táguló medencék esetében van lehetőség. Ezekben az esetekben az elvékonyodó litoszféra egyrészt *izosztatikusan* süllyed, másrészt helyébe az alulról felemelkedő köpeny anyaga (*köpenydóm*) tolódik. Amennyiben köpenydóm emelkedési sebessége jelentősen meghaladja – a sekélyebb mélység miatt törvényszerű – hűlési sebességet, annak anyaga a nyomás csökkenése miatt átlépheti a szolidusz hőmérsékletét, és parciálisan megolvadhat. Ezt segíti a felemelkedő köpenydóm jelentékeny mérete, és anyagának nagy fajhője is. Köpenydóm kialakulásához kapcsolódó litosztatikus nyomás csökkenésével magyarázható az óceánközépi hátságok (pl. Atlanti-hátság) magmatizmusa, és pl. a Pannon-medence fiatalkori vulkanizmusa (Balaton-felvidék) és megemelkedett geotermikus gradiense is (pl. Szentés és környéke).



### 2.1.13. Magmaképződés konvergens szegélyen

Közeledő lemezszegélyeken, *szubdukciós* területeken a hideg – általában óceáni – kőzetlemez alábukása eredményeként torzulnak az *izotermák*, adott mélységben az egyensúlyinál alacsonyabb hőmérsékletet eredményezve. Ez a folyamat a litosztatikus nyomás átlagos mélységbeli változásával együtt az olvadás ellen hat. Ugyanakkor a felszín

közelében hidratálódott, majd az alábukással együtt járó P és T növekedés eredményeként a mélyben dehidratálódó, szubdukáló lemez anyagból felszabaduló *könnyenillók* lokálisan olyan mértékben megemelhetik a fluidum nyomását, hogy a lecsökkenő  $P_{\text{eff}}$  – még a viszonylag alacsony T mellett is – olvadást okozhat. Az így képződött magma anyagából felépülő szigetívekhez kapcsolódó mélységi és vulkáni magmás tömegek kísérik a jelenkori és az egykori közeledő lemezek határait (pl. Andok, Kárpátok, Tokaji-hegység, stb.).





### 2.2.1. Egyensúlyi kristályosodás, frakcionált kristályosodás

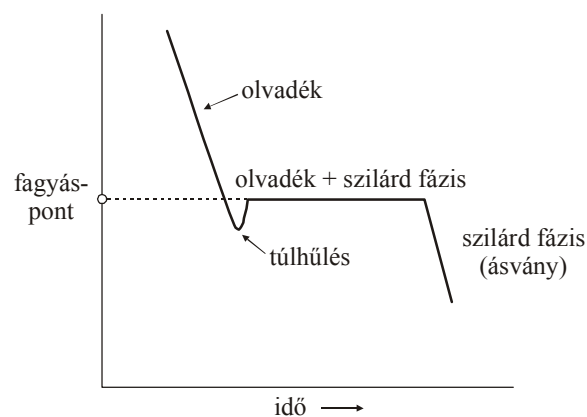
Kőzetolvadékok kristályosodása az olvadásnál megismert komplex folyamatokkal megegyező módon folyamatosan, széles PT intervallumban zajlik. *Egyensúlyi kristályosodás* esetén a keletkezett kristályok kémiai egyensúlyban maradnak a *reziduális* olvadékkal, s így az egyes ásványok olvadékbeli és szilárd összetétele megegyezik egymással. *Frakcionált kristályosodáskor* a mindenkori olvadéknak megfelelő összetételű ásványok keletkeznek.

### 2.2.2. Asszimiláció, magmakeveredés, magmás differenciáció

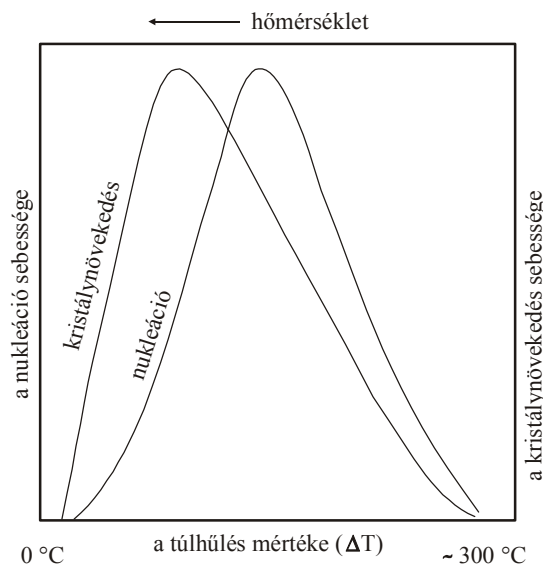
Az eredeti (primer) magma összetétele a kőzetté válásig számtalan hatás miatt változhat. A forró, agresszív kőzetolvadék megfelelő összetételű mellékkőzettel reakcióba léphet, s azt *parciálisan* meg is olvaszthatja (*asszimiláció*). Magmatömegek mozgásuk során találkozva részlegesen összekeveredhetnek hibrid magmát eredményezve. A magma hűlése során az alkotórészek szételegyedése, a magmakamrában zajló kristályosodási folyamatot kísérő hőáramlás keverő hatása és a gravitáció szintén abba az irányba hatnak, hogy a szülő magmából genetikailag összetartozó, de különböző magmás kőzetek alakuljanak ki (*magmás differenciáció*).

### 2.2.3. Nukleáció – diffúzió – kristálynövekedés

A kristályosodás három egymást időben többé-kevésbé átfedő folyamat eredménye. Fagyáspont alá hűlve a rendszer szabad energiája az olvadék kristályosodása révén csökkenthet. Ehhez először apró kristálycsíráknak (*nukleusz*) kell kialakulniuk. A nukleuszok térfogathoz viszonyított igen nagy felülete ugyanakkor növeli a rendszer energiáját, ezért a kritikus méretnél kisebb nukleuszok szétesnek.

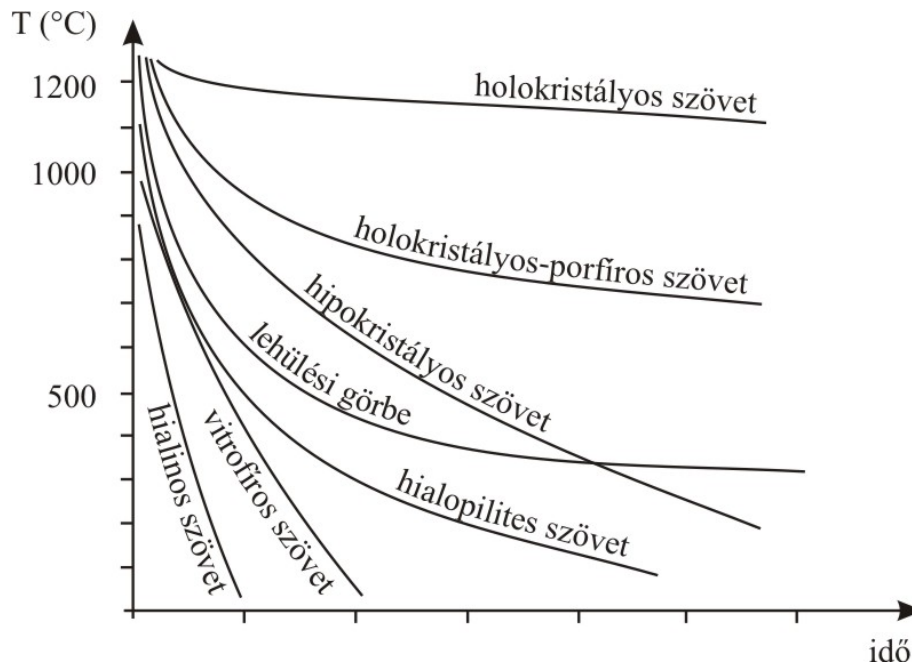


Nukleuszok kialakulását a rendszer túlhűlése, és szilárd kristálymagok jelenléte segítheti elő. A kristálycsírák növekedéséhez szükséges ionok mozgása (*diffúzió*) a folyamat következő lépése, amely alacsony hőmérsékleten és viszkózus olvadékokban gátolt, míg pl. jelentős mennyiségű fluidum jelenléte segíti. A kristálycsírák a nukleuszok számának és a diffúzió lehetőségének függvényében növekszenek különböző méretű kristályokká. A kristályok növekedésének mértéke jelentős mértékben függ a hűlés sebessége mellett az ásvány minőségétől is.



#### 2.2.4. Magmás kőzetek szerkezete, szövete

A kőzet kristályos alkotóiak egymáshoz való geometriai viszonyát (kristályossági fok, relatív és abszolút méret, alak, irányítottság, stb.) szöveti kategóriákkal jellemezzük. A *holokristályos* kőzetek anyaga teljes mértékben kikristályosodott, míg *vitrofiros* szövetű kőzetek nagyrészt kőzetüvegből állnak. A kettő közötti átmenetet jelez a *hipokristályos* szövet. A kristályok relatív mérete alapján *ekvigranuláris* (azonos szemcseméret), ill. *inekigranuláris*, abszolút méreteik alapján durva-, közép-, és finomszemcsés kőzetekről beszélhetünk. A szemcsék alakja lehet *idiomorf* (sajátalakú), *hipidiomorf* (félig sajátalakú), vagy *xenomorf* (alaktalan). A kőzet szöveti elemzése alapján a kristályosodás történet jelentős eseményei rekonstruálhatók.



### 2.2.5. Elő-, fő-, és utókristályosodás

Mivel a magma *heterogén* kémiai rendszer, megszilárdulása széles PT tartományon belül történik. A magma kristályosodása alapvetően három, egymástól jól elkülöníthető folyamatból áll. Az egymásban adott hőmérséklet alatt oldhatatlan magma alkotók *szételegyedését* a szételegyedett olvadékok, oldatok *differenciálódása*, majd az egyes részrendszerek *megszilárdulása* követi. Legmagasabb hőmérsékleten a *szulfid* ásványok, majd az *oxid* ásványok olvadéka válik oldhatatlanná a döntően szilikát ásványokat tartalmazó magma tömegben. Az elsősorban gravitáció által indukált térbeli differenciációjuk eredményeként *szulfidos* (pl. pirrotin, pentlandit, kalkopirit) és *oxidos* (pl. magnetit, ilmenit, krómit) telepek alakulhatnak ki (*előkristályosodás*). A magma fő tömegét kitevő szilikát magma, és a benne fokozatosan oldhatatlanná váló, elsősorban *könnyenillókat* tartalmazó magma maradék megszilárdulásának folyamatát *főkristályosodás*, és *utókristályosodás* néven foglaljuk össze.

### 2.2.6. Bowen-féle kristályosodási sorozat (mészalkáli magmák kristályosodása)

Legáltalánosabb esetben a szilikát ásványok kristályosodása (*főkristályosodás*) a *Bowen-sor* szerint történik, ahol a csökkenő olvadáspont sorrendjében színes szilikátok (növekvő SiO<sub>2</sub>-tartalommal olivin, piroxének, amfibolok, biotitok) és a plagioklász elegysor megfelelő tagjai kristályosodnak. Megfelelő – savanyú – összetétel esetén a kristályosodási

sorozat muszkovit, káliföldpátok és kvarc keletkezésével zárulhat. A magmás differenciáció eredményeként kialakuló kőzetsorozat a bazalt – andezit – dácit – riolit tagokból áll.

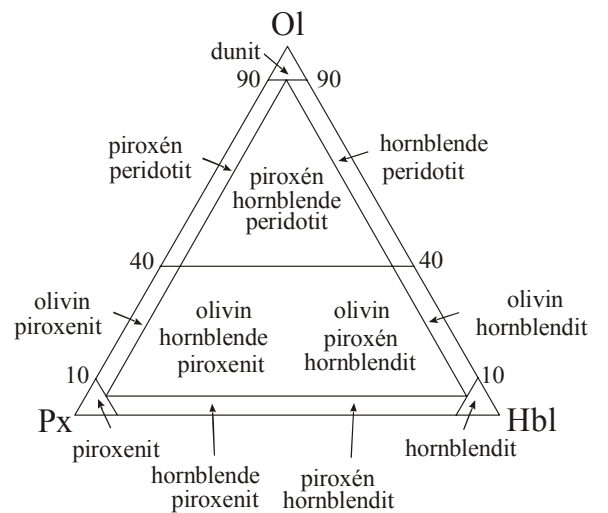
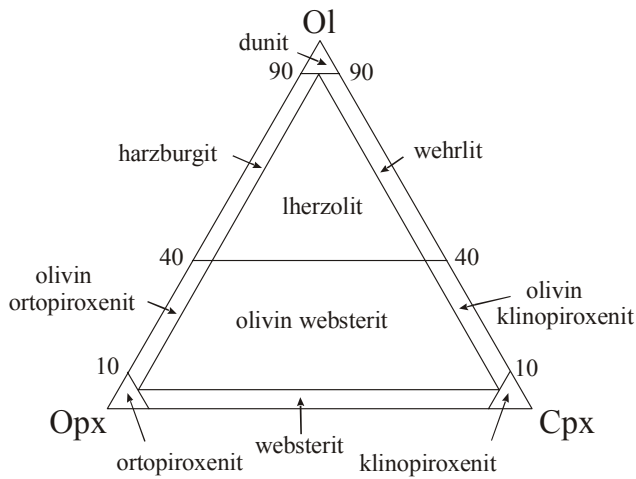
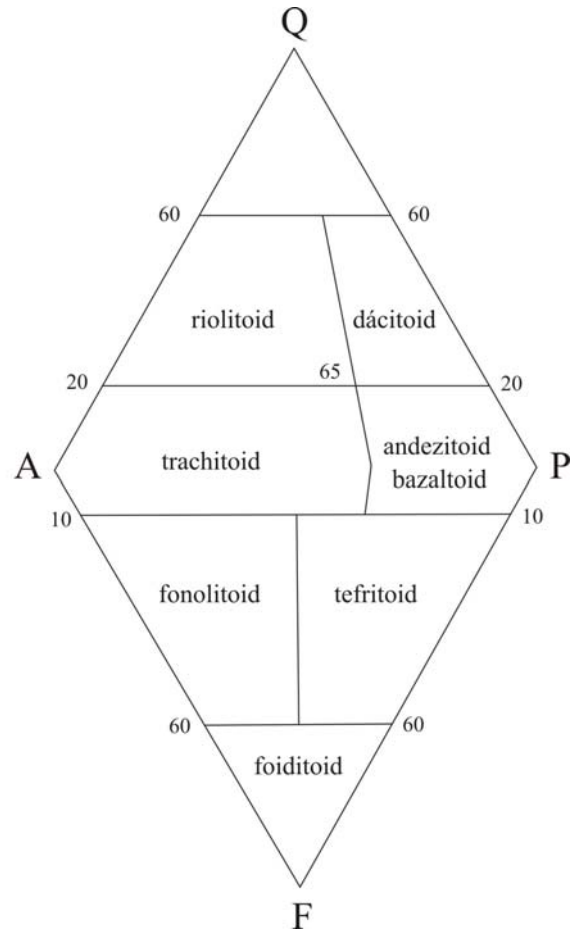
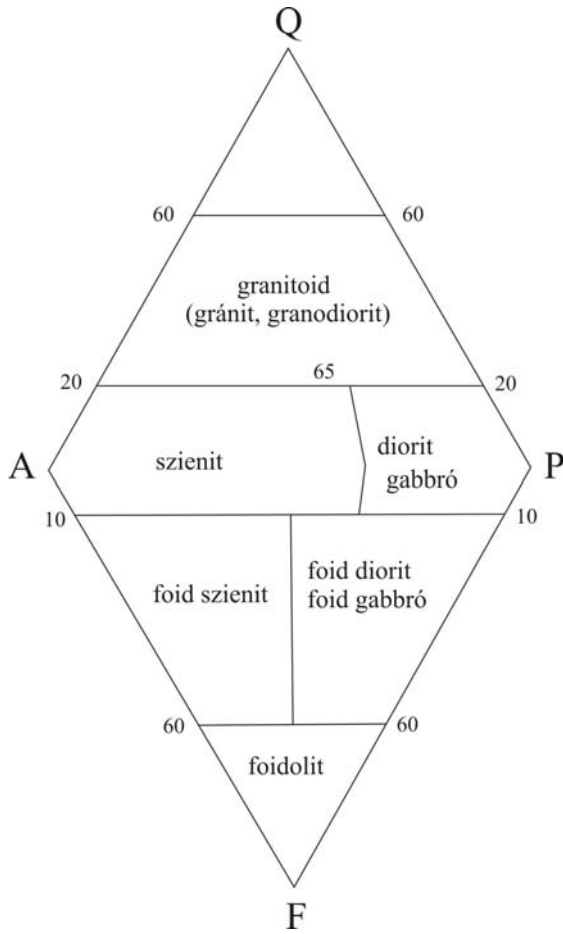


### 2.2.7. Tholeiites, alkáli magmák kristályosodása

Magas *alkália* tartalmú, illetve alacsony *oxidáltsági* fokú magmák esetén a *Bowen-féle* séma nem teljesül maradéktalanul. Utóbbi esetben (*tholeiites sorozat*) az *oxid* magma kialakulására nincs lehetőség, így a magmás differenciáció első szakaszán a kiváló fázisokban a Fe/Mg arány növekszik; a megfelelő Fe-Ti oxidok (magnetit, ilmenit) az amfibollal együtt kristályosodnak. Az alkáli magmák esetében a magas  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  tartalom miatt a kristályosodás földpátpótlók, alkáli piroxének és amfibolok kialakulásával kezdődik.

### 2.2.8. A Streckeisen rendszer

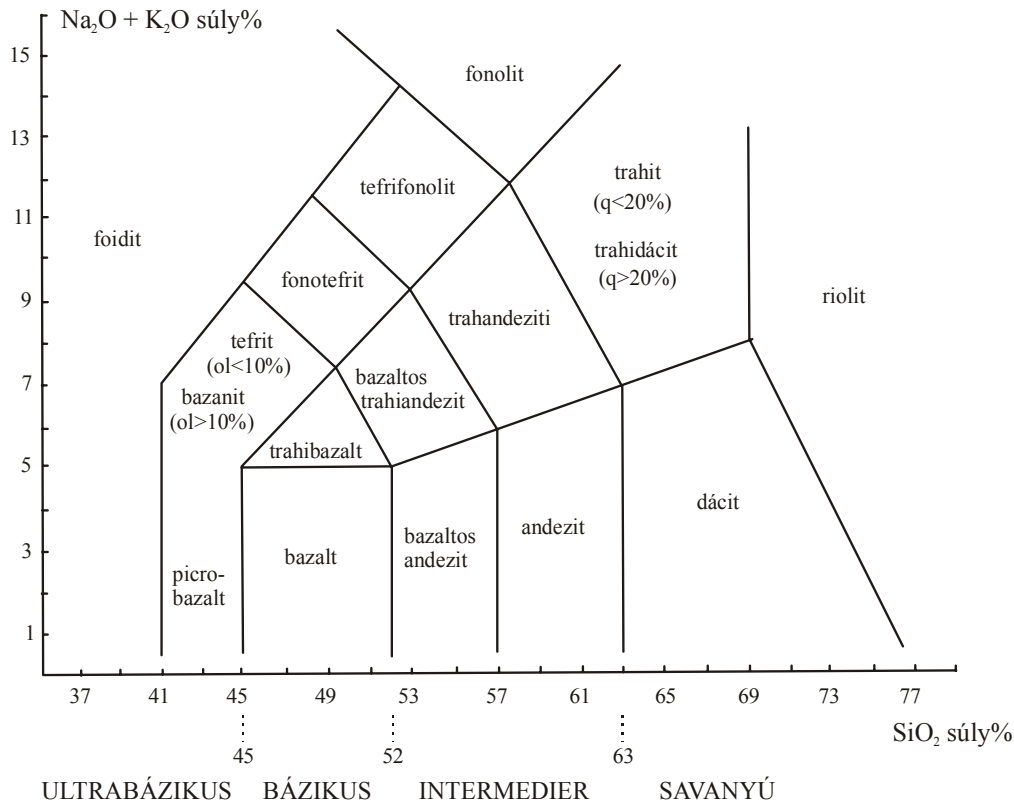
Magmás kőzetek egyes kőzetalkotó ásványainak *modális* mennyiségén alapuló osztályozási rendszert állított fel *A. Streckeisen*. A figyelembevett fázisok a kvarc (Q), az alkáli földpátok (A), a plagioklász földpátok (P) és a földpátpótlók (F). Külön kettős háromszögdiagram alkalmazandó a mélységi és a vulkáni kőzetekre, míg az ultrabázikus kőzetek ( $M > 90\%$ , ahol M a mafikus alkotók modális mennyiségét jelöli) osztályozása az olivin, orto- és klinopiroxének mennyiségén alapul.



**2.2.9. A magmás kőzetek kémiai osztályozása**

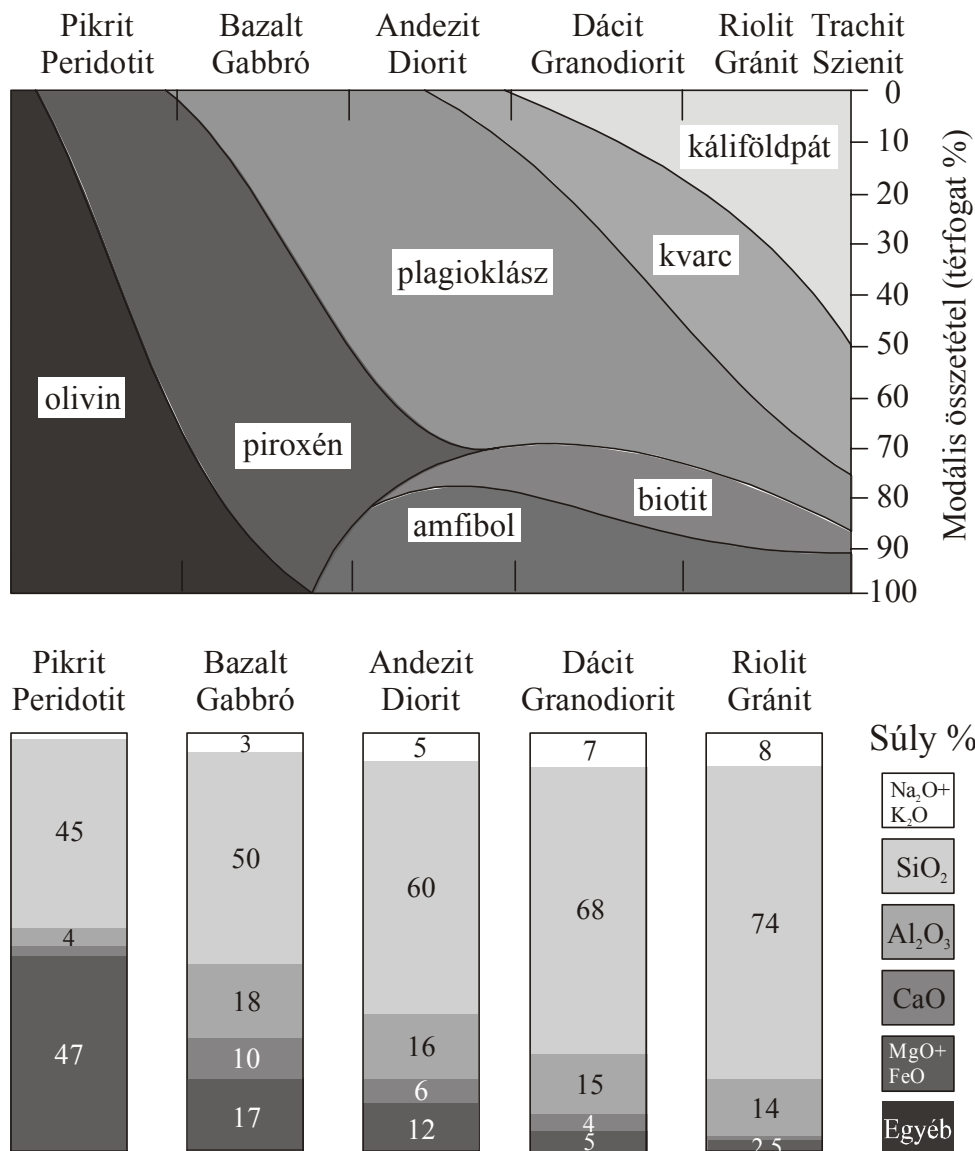
A főkristályosodás során keletkező magmás kőzet ásványos összetétele elsősorban a kémiai összetétel, mindenekelőtt a Si-tartalom függvénye. Az olvadékoknál látott osztályozásnak megfelelően *savanyú* ( $65\% < \text{SiO}_2$ ), *intermedier* ( $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ ), *bázikus*

( $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ) és *ultrabázikus* ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ) magmás kőzeteket különböztetünk meg. A magmás differenciáció mértékét követő  $\text{SiO}_2$  mellett meghatározó az alkáliák ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mennyisége; a magmatitok legalapvetőbb osztályozása a *TAS diagramon* történik.



### 2.2.10. Mélységi és kiömlési magmás kőzetek

Bázikus kemizmusú, mélységi magmás kőzet a gabbró, amely elsősorban óceánközépi hátságok mélyebb zónáiban keletkezik. Bázikus plagioklászok mellett olivint és piroxénet tartalmaz kőzetalkotó ásványokként. Fontos intermedier mélységi kőzettípusok a diorit és a szienit, előbbi főleg plagioklász, utóbbi alkáli földpátokat tartalmaz a jellemző színes ásványok (piroxén, amfibol) mellett. A granodioritot szintén magasabb plagioklász tartalma különbözteti meg a gránittól, amellett, hogy mindkettő jelentős mennyiségű kvarcot ( $> 20\%$ ) tartalmaz. Fő színes alkotóik a biotit, és – kisebb mértékben – az amfibol. A fenti legfontosabb mélységi kőzetek vulkáni megfelelői rendre a bazalt, andezit, trachit, dácit és a riolit.



### 2.2.11. Pegmatitos fázis

A főkristályosodás késői szakaszán fokozatosan nő a *könnyenillók* relatív mennyisége, ami a fluid nyomás növekedését, és így az olvadáspont csökkenését, túlhűlt olvadék kialakulását okozza. Amint a hőmérséklet csökkenése miatt a maradék olvadék és a fluidumok oldhatatlanná válnak egymásban, és a két alkotórész keverékében a könnyenillók szoliduszt csökkentő hatása nem érvényesül, a maradék olvadék kikristályosodik. A folyamat rendszerint kőzetrepedések, telérek kialakulásával jár együtt. Amennyiben az ennek hatására fellépő *térfogat növekedés* (nyomás csökkenés) miatt másodlagos forrás jön létre, a magmamaradék extrém alacsony viszkozitású lesz, s durva kristályos pegmatit alakul ki, kvarc, földpát, muszkovit, és ritka elemek (Li, Be, B, Zr, Ce, Nb, Ta, U) ásványainak

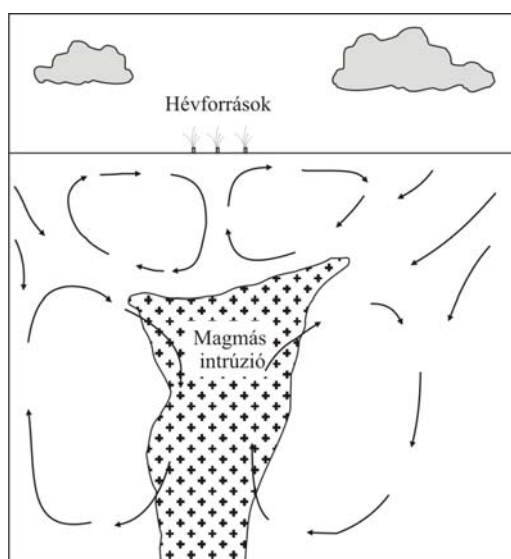
kristályosodása mellett. A másodlagos forrás elmaradása esetén a magmamaradék finomszemcsés aplitban szilárdul meg.

### 2.2.12. *Pneumatolitos fázis*

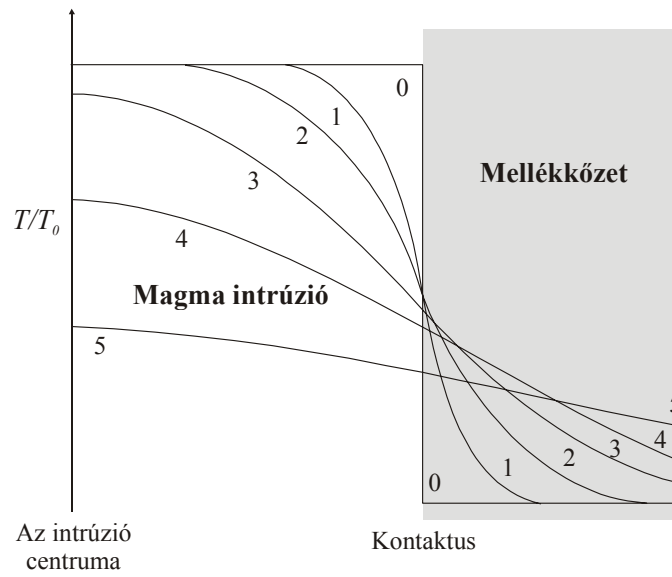
Az olvadék végső kristályosodását követően a maradék könnyenillók egyrészt teléres képletekben kristályosodnak ki, másrészt a főkristályosodás során kialakult magmás testbe, illetve a mellékkőzetbe diffundálva, azokkal reakcióra lépve alkotnak új ásványokat (*metaszomatózis*). A fluidum kritikus hőmérséklete fölött *pneumatolitos*, alatta *hidrotermális* fázisról beszélünk. A pneumatolitos fázist gyakran az igen agresszív HF jelenléte jellemzi, eredményeként fluorit, topáz keletkezhet. Jellemző pneumatolitos ércásványok az Sn, W, Mo ásványai.

### 2.2.13. *Hidrotermális fázis*

A jellemző hidrotermális *teléres ásványok* csökkenő hőmérséklet mellett a Bi, Co, Ni, Fe az Au, Ag, Cu, a Zn, Pb, Hg, majd az Sb, As szulfidjai, oxidjai; végül, kvarc, kalcit, barit, majd az *exhalációs fázisban* kén, szalmiák keletkezhet. Karbonátos mellékkőzet esetén a hidrotermális metaszomatózis eredménye a *szkarn*, Ca-Al-szilikát ásványok (pl. grosszulár, vezuvián, epidot) és karbonátok (sziderit, magnezit) megjelenésével. A magmatogén fluidum és a magmás kőzet kémiai összetételének függvényében metaszomatikus átalakulások több típusa különböztethető meg.



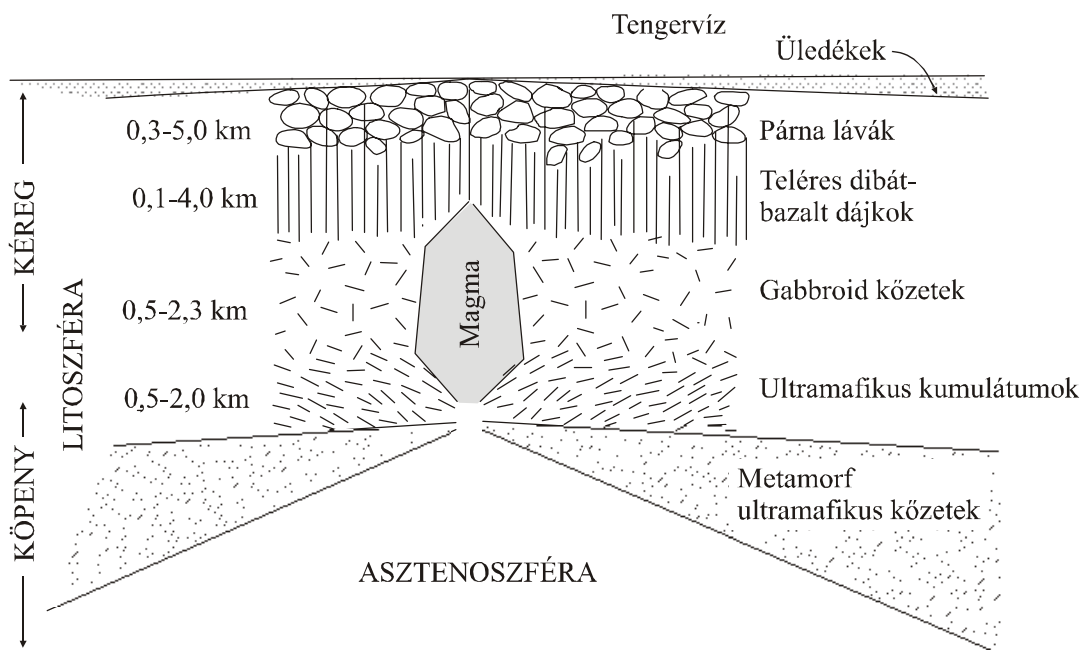




A hidrotermás oldat fő komponensei	Kőzetek				
	Savanyú	Neutrális	Bázikus	Ultrabázikus	Alkáli
H <sub>2</sub> O				szerpentinesedés	nátrólitosodás
H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	kaolinitesedés	kloritosodás, epidotosodás	propilitesedés	talkosodás, lisztvenitesedés	
H <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	szericitesedés		soussuritosodás	(flogopitosodás)	kantrinitesedés, szodalitosodás
H <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , K <sub>2</sub> S	berzitesedés			flogopitosodás	
H <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> , K <sub>2</sub> S, KF, K <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> , K <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	greizenesedés			flogopitosodás	apofillitesedés, apatitosodás

### 2.3.1. Ofiolit asszociáció

Az óceáni litoszféra meghatározó részét jellegzetes magmás kőzetsorozat, az *ofiolit asszociáció* építi fel. Alulról felfelé az alábbi egységek építik fel: *tektonizált peridotit* (harzburgit, dunit); *réteges ultrabázikus* (olivin, spinel), *bázikus* (gabbró) *kumulátum*; *réteges bazalt telér komplexum*; *bazalt párnaláva*. Míg a legalsó peridotit szintet a kimerült köpeny anyaga alkotja, a fölötte található egységek a tholeiites bazalt olvadék differenciációjának egymást követő termékei.



### 2.3.2. Magyarország magmás képződményei I.

A Magyarország földtani felépítésében résztvevő nagyszerkezeti egységek (Tiszai, Pelsoi, Ausztróalpi, Kárpáti) csak 15-20 millió éve, a miocén tektonikai mozgások eredményeként kerültek egymás mellé. A *Tiszai egységben* jelentős méretű karbon korú gránit, granodiorit test ismert a *Dél-Dunántúlon* és a *Duna-Tisza közén*, mely a Mórágys-hegységben felszínre bukkan. Perm korú a *Villányi-hegység* és a *Mecsek* között nagy vastagságban megjelenő Gyűrűfüi riolit. Elsősorban a *Keleti-Mecsekben* jelentős az alsó-kréta alkáli bazalt előfordulása, mely egykori kontinentális riften keletkezett. A Középmagyarországi tektonikai zónával közel párhuzamos lefutásban jórészt eltemetett, miocén korú andezit (riolit, dácit) vonulat húzódik, amely a *Tokaji-hegységben* jut felszínre.

### 2.3.3. Magyarország magmás képződményei II.

A *Pelsoi-egység* területén a *Velencei-hegységben* bukkan felszínre az a karbon korú gránit vonulat, melynek további tagjai a Balaton déli oldalán sorakoznak. A Bükkben jura-kori riftesedésre utalnak a *Szarvaskő környékén* megőrződött ultrabázikus (wehrlit) kőzetek és pillow bazaltok. A *Visegrádi-hegységtől* kelet felé az *Északi-középhegység* egymást követő tagjaiban (Börzsöny, Cserhát, Mátra, Bükk), valamint a *Velencei-hegység* keleti oldalán nagy mennyiségben jelentkeznek a többszakaszú eocén és miocén andezit, dácit és riolit vulkáni aktivitás nyomai. A *Balaton-felvidék* tanúhegyei pannon korú bazaltot tárnak fel.