



MAGMÁS KÖZETEK ÉS FOLYAMATOK

GYAKORLATI ISMERETEK
MAGMÁS KÖZETEK VIZSGÁLATÁHOZ

HARANGI SZABOLCS, Dsc
SZAKMÁNY GYÖRGY, PhD
JÓZSA SÁNDOR, PhD
LUKÁCS RÉKA, PhD
SÁGI TAMÁS, MSc

Magmás kőzetek és folyamatok - gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához

**Harangi Szabolcs, Dsc
Szakmány György, PhD
Józsa Sándor, PhD
Lukács Réka, PhD
Sági Tamás, MSc**

Magmás kőzetek és folyamatok - gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához

írta Harangi Szabolcs, Dsc, Szakmány György, PhD, Józsa Sándor, PhD, Lukács Réka, PhD, és Sági Tamás, MSc szerkesztette:

Harangi Szabolcs, DSc

lektor:

Pál-Molnár Elemér, PhD

Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Tartalom

| | |
|---|-----|
| Köszönetnyilvánítás | v |
| I. Bevezetés | 1 |
| II. Bevezetés a magmás kőzettanba | 8 |
| II.1. Magma és magmás kőzetek | 8 |
| II.2. Kőzetalkotó és járulékos ásványok | 15 |
| II.3. Magmás kőzetek elnevezése, osztályozása | 23 |
| II.3.1. Magmás kőzetek nagyobb csoportokba sorolása | 23 |
| II.3.2. Mélységi magmás kőzetek osztályozása és elnevezése: a Streckeisen-féle módszer | 27 |
| II.3.3. A kőzetek kémiai összetétel alapján történő osztályozása, a TAS diagram | 36 |
| II.4. Magmás kőzetek és lemeztektonikai kapcsolatok | 39 |
| II.4.1. Óceáni hátságok (távolodó óceáni kőzetlemezek határa) | 40 |
| II.4.2. Szubdukciós környezetek (közeledő kőzetlemezek határa, az óceáni kőzetlemez alábukási zónája) | 43 |
| II.4.3. Lemezen belüli területek | 45 |
| II.5. Magmaképződés | 49 |
| II.5.1. A magmaképződés oka | 51 |
| II.5.2. Magmaképződés a földképenben: különböző összetételű bazaltos magmák kialakulása | 62 |
| II.6. Magmás differenciáció | 70 |
| III. Magmás kőzetek vizsgálata | 91 |
| III.1. Terepi magmás kőzethatározás | 91 |
| III.1.1. Előkészületek | 91 |
| III.1.2. Felszínalaktani megfigyelések, távgeológia | 91 |
| III.1.3. Mélységi magmás (intruzív) kőzetek | 92 |
| III.1.4. Szubvulkáni testek | 93 |
| III.1.5. Kiömlési (extruzív) és kitörési (explozív) magmás kőzettestek. Tűzhányók, azaz a vulkánok | 93 |
| III.1.6. Piroklasztitok | 94 |
| III.1.7. Nem magmás kőzettestek | 95 |
| III.1.8. Terepi biogeológia | 96 |
| III.1.9. A feltárás megismerése | 96 |
| III.1.10. A geológus kalapács | 96 |
| III.1.11. A geológus kalapács használata | 97 |
| III.1.12. Kőzetvizsgálat ütéssel (hang, szag, színváltozás) | 98 |
| III.1.13. A terepi kőzethatározást segítő legfontosabb eszközök | 99 |
| III.1.14. Mintagyűjtés terepen | 100 |
| III.2. Magmás kőzetek vizsgálata: makroszkópos kőzetvizsgálat alapjai | 104 |
| III.3. Kőzetalkotó elegyrészek és makroszkópos felismerésük | 114 |
| III.3.1. Színtelen elegyrészek | 114 |
| III.3.2. Színes elegyrészek | 122 |
| III.3.3. <i>Akcessóriák</i> (mellékes vagy járulékos elegyrészek) | 129 |
| III.3.4. <i>Egyéb akcessóriák</i> | 130 |
| III.3.5. <i>Másodlagos elegyrészek</i> | 133 |
| III.4. Kőzettani mikroszkóp és alkalmazása | 136 |
| III.4.1. A polarizációs mikroszkóp felépítése, részei | 137 |
| III.5. Kőzettani vékonycsiszolat készítése | 145 |
| III.6. Magmás kőzetek mikroszkópos vizsgálata | 155 |
| III.7. Kőzetalkotó elegyrészek és mikroszkópos felismerésük | 201 |
| III.7.1. Elsődleges, lényeges elegyrészek | 201 |
| III.7.2. Akcessóriák | 256 |
| III.7.3. Másodlagos elegyrészek | 272 |
| III.7.4. Opakásványok | 286 |
| III.8. Magmás kőzetek szerkezete és szövete | 287 |
| III.8.1. A magmás kőzetek legfontosabb szövettípusai | 292 |

| | |
|---|-----|
| III.9. Vulkanai törmelékes képződmények makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata, genetikai besorolása | 307 |
| IV. Magmás kőzetek geokémiai vizsgálatok | 333 |
| IV.1. Fontosabb elemanalitikai vizsgálati módszerek | 333 |
| IV.1.1. Elektronmikroszkóp (mikroszonda) | 333 |
| IV.1.2. Röntgenfluoreszcens spektrometria (XRF, emissziós röntgenszínképelemzés) | 336 |
| IV.1.3. Neutronaktivációs analízis (INAA) | 338 |
| IV.1.4. Prompt-gamma neutronaktivációs analízis (PGNAA) | 339 |
| IV.1.5. ICP atomemissziós spektrometria (ICP-AES) és ICP-tömegspektrometria (ICP-MS) | 339 |
| IV.1.6. Lézer-ablációs ICP tömegspektrometria (LA-ICP-MS) | 342 |
| IV.2. Elemek geokémiai rendszere, csoportosítása | 344 |
| IV.3. Alapvető kőzetkémiai számolások | 350 |
| IV.4. Ásványkémiai számolások | 355 |
| IV.4.1. Kationszám-számolás ásványok oxidos összetétel adataiból | 355 |
| IV.4.2. Fe ³⁺ -számítás mikroszondával mért összetétel adatokból | 362 |
| IV.4.3. Szélsőtagok számolása különböző kőzetalkotó ásványok kémiai összetételéből | 365 |
| IV.5. A megoszlási együttható fogalma | 373 |
| IV.6. Normált sokelemes diagramok | 378 |
| IV.7. Bevezetés a petrogenetikai modellszámításokba | 384 |
| IV.7.1. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: részleges olvadás | 384 |
| IV.7.2. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: frakcionációs kristályosodás | 391 |
| IV.7.3. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: egyéb petrogenetikai folyamatok (asszimiláció, magmakeveredés) | 397 |
| IV.7.4. Magmás kőzetek kémiai összetétele különböző tektonikai környezetekben | 399 |
| V. Rendszeres magmás kőzetek | 404 |
| V.1. Ultrabázisos kőzetek | 404 |
| V.2. Bázisos kőzetek | 412 |
| V.3. Neutrális (intermedier) kőzetek | 420 |
| V.4. Savanyú kőzetek | 435 |
| V.5. Alkáli telítetlen kőzetek (foiditek) | 451 |
| V.6. Ritka-, speciális- illetve régen használt magmás kőzetnevek | 455 |
| VI. Magmás kőzetek a Kárpát-Pannon térségben | 458 |
| VI.1. Ultrabázisos kőzetek | 458 |
| VI.2. Bázisos kőzetek | 462 |
| VI.3. Neutrális (intermedier) magmás kőzetek | 497 |
| VI.4. Savanyú magmás kőzetek | 524 |
| VI.5. Alkáli magmás kőzetek | 542 |
| VII. Táblázatok | 546 |
| VII.1. Magmás kőzetalkotó ásványok szemrevételező (makroszkópos) felismerése folyamatára magyarázata | 546 |
| VII.2. Kőzetalkotó ásványok fő optikai tulajdonságai | 547 |
| VII.3. CIPW normaszámítás | 547 |
| VII.3.1. A normaszámítás menete | 549 |
| VII.3.2. Példák | 553 |
| VII.3.3. Példák különböző magmás kőzettípusok CIPW normaértékeire | 556 |
| VII.3.4. Differenciációs indexek | 557 |
| VII.3.5. Alkalmazás | 558 |
| VIII. További ajánlott irodalom | 560 |

Köszönetnyilvánítás

Az e-book elkészítése a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 azonosító számú projekt keretében valósult meg.

Haranginé Lukács Réka munkáját az e projekt keretében vállalt és elvégzett tevékenységén túl a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú program ösztöndíja is támogatta. Haranginé Lukács Réka az e program keretében végzett kutatásához kapcsolódó szilíciumgazdag magmás rendszerek közettani és geokémiai oktatási anyagait készítette el, amelyek az elektronikus jegyzet különböző fejezeteibe kerültek beillesztésre. Ez a kutatási program a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt által nyújtott személyi támogatással valósult meg. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

I. fejezet - Bevezetés

A Föld jelentős részben szilárd anyagból áll, csupán a földmag külső része folyékony halmazállapotú. A szilárd anyagot ásványok építik fel, az ásványegyüttesek kőzeteket alkotnak. A Föld legnagyobb térfogatú, legnagyobb tömegű övében, a földköpenyben viszonylag egyszerűnek tűnik a kőzetek felépítése. Bár közvetlenül nem vizsgálhatók ezek a képződmények, mégis a kísérleti kőzettani eredmények és geofizikai modellek alapján úgy tűnik, hogy alapvetően egyveretűek, csupán néhány ásvány alkotja. Az ásványos összetételt és szerkezetüket a nyomás és hőmérséklet viszonyok határozzák meg. Ahogy közeledünk a felszín felé, a kőzetek változatossága egyre nő. A földköpeny felső részén, bár még mindig a nyomás és hőmérséklet határozza meg a kőzetek tulajdonságait, azonban egyre nagyobb a heterogenitás, végül a földkéregben mint a fák ágai, a kőzetsalád is kibontakozik és rendkívül változatos képződmények jelennek meg. A földkéreg kőzeteit keletkezésük szerint már három nagyobb csoportra bontjuk: magmás (képződése a földfelszín alatti kőzetolvadék, a magma mélybeli vagy felszíni kikristályosodásával történik), metamorf (képződése szilárd fázisú átkristályosodással történik általában nagy nyomáson és/vagy nagy hőmérsékleten) és üledékes (képződése a földfelszínen vagy felszínközélen levő kőzetek mállása, a mállástermékek szállítása, lerakódása és kőzetté válása során történik) kőzetek. Habár ez a felosztás jól működik, vannak olyan kőzetek, amelyek nem sorolhatók be szoros értelemben egyik csoportba sem. Ilyenek például a migmatitok, amelyek a metamorf és magmás kőzetek közötti átmeneti képződmények (egyszerűen fogalmazva részleges olvadt metamorf kőzeteket képviselnek) és ilyenek a piroklasztitok is, azaz a robbanásos vulkáni működéssel keletkező képződmények, amelyekben a magmás és üledékes kőzetekre jellemző kialakulási forma ötvöződik.

Miért vizsgálunk kőzeteket? Miért vesz fel a földről vagy kalapál ki egy sziklából a geológus egy kőzetdarabot és kezdi hosszasan szemlélni, majd gondosan becsomagolja és több kilónyi társával együtt viszi, hogy tovább elemezze? A kőzetek nem véletlenül vannak ott, a kőzetek nem véletlenül állnak adott ásványokból, mutatnak különböző megjelenési formát. A kőzetek a geológus számára fontos tanúi a Föld folyamatainak, a földtörténeti eseményeknek a rekonstruálásában. Olyan ez, mint egy detektív munkában megkeresni azokat a bűnjeleket, azokat a szemtanúkat, amelyek alapján az esemény a legnagyobb pontossággal megismerhető. A kőzetek tanulmányozásának a célja e képződményekben rejlő történetek, a kialakulási körülmények feltárása. A feladat természetesen nem egyszerű, mert érteni kell a kőzetek nyelvén, ismerni kell azokat a technikákat, amelyekkel a rejtőző információk kinyerhetők. A folyamatosan finomodó vizsgálati technikák, a tökéletesedő elméleti alapok, a fejlődő műszeres lehetőségek újabb és újabb lehetőséget teremtenek ehhez a kutatómunkához. A 21. század fejlett műszeres lehetőségei között azonban hajlamosak vagyunk elfelejteni azokat a hagyományos eszközöket, amelyekkel akár már több évtizeddel korábban is felismertek kutatók olyan összefüggéseket, amelyek biztos alapot adnak a jelenlegi, finomabb felbontású elemzési munkához.

Miért vizsgálunk magmás kőzeteket, mit adnak a magmás kőzetek a földtani megismeréshez. A magmás tevékenység kétségtelenül a Föld legfontosabb, leglényegesebb folyamataihoz tartozik. Egy olyan természeti folyamat, ami az „élő” bolygó egyfajta szív-működését is jelenti. A magmaképződés, a kőzetolvadék kikristályosodása jelentős energia- és anyagáramlást okoz, ami hozzájárul a Föld differenciációjához, aminek alapvető szerepe volt bolygónk öves felépítésében, a földkéreg kialakulásában, a légkör és hidroszféra létrejöttében. Egy olyan folyamat, ami a Föld kialakulása óta folyamatosan formálja bolygónkat. A magmás kőzetek e folyamat tanúi, amelyek vizsgálatával nemcsak a jelenleg zajló magmás folyamatok felszíni megnyilvánulásai, a vulkáni működés érthető meg, hanem kutatásukkal visszamehetünk a földtörténeti múltba is, a magmás kőzetek kulcsképződményei a lemeztektonikai rekonstrukcióknak, egy adott terület földtani kialakulásának, történetének rekonstruálásában.

A magmás kőzetek vizsgálatának célja e képződmények kialakulásának megértése. Ez azonban több annál, mint hogy megismerjük a kristályosodás folyamatát. A magmás kőzettani vizsgálatok felölelik a magmaképződéstől kezdve a megszilárdulásig tartó sokszor igen bonyolult folyamatsor eseményeinek feltárását. Sőt, továbbmegyünk! A magmaképződés körülményeinek kutatásába beletartozik a megolvadó kőzet természetének jellemzése is, ami elvezet oda, hogy értelmezzük akár azt is, hogy mi hozta létre azt a kőzetet, mi alakította ki ásványos felépítését, kémiai összetételét, ami meghatározta a keletkező magma tulajdonságait. Ez a vizsgálat pedig túlmutat már egy egyedi történet elemzésén, ennek már akár globális kitekintése lehet a Föld nagy léptékű folyamatainak megértése felé.

A magmás kőzetek jó alanyok, jó tanúk, mivel olyan képződmények, amelyekben az ásványok megjelenése, a kialakuló kőzetszerkezet nem a véletlen műve, hanem termodinamikai törvényszerűségek alapján meghatározott. Mindennek megvan az oka, ez lehet a vezérelv e kőzetek vizsgálatában. Miért jelenik meg amifiből egy adott

kőzetben, miért van sötét pereme, miért kapcsolódik egy másik ásványhoz, mondjuk plagioklászhoz? Itt van a detektívmunka lényege, a miért kérdések folyamatos feltevésének és a válaszok keresésének. Egy adott ásvány megjelenése a magma összetételétől, illótartalmától, az uralkodó hőmérséklettől, nyomástól és redoxviszonyoktól függ. A növekvő számú kísérleti kőzettani adathalmaz, a termodinamikai elméleti alapok finomodása és beépülése a kőzettani vizsgálatokba, az egyre pontosabb elemzési módszerek ma már lehetővé teszik, hogy ne csak kvalitatív, leíró jellegű megfigyeléseket tegyünk, például ne csak egy adott esemény egyszerű megnevezését adjuk (például az amfibol magas hőmérsékleten feltehetően plagioklászsal együtt kristályosodott), hanem a folyamatot számszerűsíthessük is, azaz kvantitatív jellemzést tudjunk adni. Ez azt jelenti, hogy pontosan, számadatokkal is ki tudjuk fejezni azt, hogy a példánkban szereplő amfibol és plagioklász milyen hőmérsékleten, milyen nyomásviszonyok között alakult ki és meg tudjuk adni azt is, hogy milyen magmából történt a kristályosodásuk. Ezek a célok egyesítették a klasszikus petrográfiai vizsgálati eszközöket és a geokémiai elemzéseket és ezzel az integrált kutatással valóban mélyre láthatunk a kőzetek kialakulásának folyamatába, rekonstruálhatjuk a kőzetek kialakulásának folyamatsorát.

Felmerül persze a kérdés, hogy ez mennyire fontos a mai világunkban? Van-e ennek a vizsgálatnak fontossága azon túl, hogy növeli a tudományos megismerést, hogy egyre többet tudunk a kőzetek keletkezéséről, a Föld folyamatairól? A magmás folyamatoknak nyilvánvaló szerepe van számos ásványi nyersanyag kialakulásában, azaz a magmás kőzetek megjelenése, kialakulási körülményeik feltárása hozzájárul az emberiségnek fontos nyersanyagok kutatásában. Továbbá, a magmás folyamatok megértése nélkülözhetetlen a vulkáni kitörések okának megfejtésében is. A vulkáni veszély előrejelzésben ma már szervesen beépültek a magmás kőzettani vizsgálatok. Ma már egyre erősödik az a felfogás, hogy a vulkáni működés megértésében a forrástól a felszíni folyamatig szemlélet adhat egyre nagyobb segítséget. Ez azt jelenti, hogy a vulkáni kitörések vizsgálatában lényeges tudnunk azt, hogy hol a kezdet, hogyan zajlott, hogyan zajlik a magmaképződés, mi ennek az oka, mik ennek a mozgatórugói. E nélkül ugyanis nincs vulkáni működés sem. A vulkáni működés mechanizmusát a magmaképződés is jelentős mértékben befolyásolja. A vulkáni kitörés lefolyását közvetlenül a kitörés előtti események befolyásolják. Meg kell tehát értenünk azt, hogy mi zajlik a magma feláramlási csatornában, a magmakamrában. Miért vannak robbanásos kitörések, miért annyira változatosak ezek, miért ömlik, vagy türemkedik a magma a felszínre láva formájában. Mindezek más oldalról lényeges információt adnak a vulkanológusnak is ahhoz, hogy előrejelezhesse, hogy egy adott tűzhányó esetében milyen kitörés várható, milyen folyamatok valószínűsíthetők és ez alapján milyen veszélyekkel kell szembenézni. Kialakulóban van tehát az úgynevezett kőzettani vulkanológia, amelynek tudományos eredményeit ma már a vezető szakfolyóiratok, mint például a Nature és Science közlik.





I.1. ábra – Magmás kőzetek terepi vizsgálata.

Mit lehet kezdeni a magmás kőzetek vizsgálatával térségünkben, a Kárpát-Pannon térségben? E területet méltán tartják természeti laboratóriumnak hiszen egy bonyolult lemeztektonikai esemény sor eredményeként alakult ki, ahol a kutatások továbbnyúlnak az elmúlt 20 millió év közvetlen kialakulási folyamatainak és bepillantást engednek a mezozoikumi, sőt a paleozoikumi geodinamikai folyamatokba. E területet azonban joggal tarjuk természeti laboratóriumnak a vulkanológiai folyamatok vizsgálatában, valamint a magmás kőzetképződés kutatásában is. E viszonylag kis, jól lehatárolható területen a magmás kőzetek széles tárháza jelenik meg, szinte minden magmás kőzet megtalálható és ezek az építőkövek hasznosan épülnek be a geodinamikai modellekbe. E térségben a magmás kőzetek tehát fontos tudományos és természetesen látványos természeti értéket is képviselnek. Azonban egy természeti kincs is akkor válik értékűvé, ha ismerjük annak kialakulását, ha megértjük annak különleges voltát. A magmás kőzettani vizsgálatok tehát térségünkben nem csak a tudományos megismeréshez, a lemeztektonikai modellek tökéletesedéséhez járulnak hozzá, hanem ahhoz is, hogy a földtani hagyaték értékét fel tudjuk tárni, hogy bemutathassuk, hogy a felszínen lévő magmás képződmények milyen értéket képviselnek. Nyilvánvalóan másképpen tudunk nézni egy sziklaalakzatra, mondjuk a délnyugat bükki Szarvaskő közelében lévő útkanyarban, ha abban nem csak egy szürke sziklaformát látunk, hanem hozzátehetjük, hogy ez egy tengeralatti lávafolyás során alakult ki, amihez jelenleg nagyon hasonló folyamatok zajlanak az óceáni hátságok mentén és tanúi az új óceáni földkéreg keletkezésének. A kőzetek, így a magmás kőzetek kialakulásának jobb megismerése hozzájárul földtani értékeink jobb megbecsüléséhez is, ami megalapozhatja például geoparkok létesülését is. Jelenleg már két geopark nyert hivatalos elfogadást térségünkben. Mindkét esetben, a Novohrad-Nógrád Geopark és a Bakony-Balaton Geopark pályázata esetében is jelentős hozzájárulást jelentett a földtani múlt, a magmás képződmények által adott értékek, ismeretanyag összefoglalása. Térségünkben az elmúlt 20 millió év során nagyon változatos vulkáni működések zajlottak és még egyáltalán nem lehetünk biztosak abban, hogy ez az esemény sor befejeződött. A legutolsó vulkánkitörések 30-100 ezer éve zajlottak. E 20 millió éve vulkáni képződményeinek vizsgálata, a bazaltoktól kezdve az andeziteken és dácitokon át a riolitokig mind olyan ismereteket adnak, amelyek a kőzettani vulkanológia tudományát erősítik, és amelyek ezzel hozzájárulnak a tűzhányók, a vulkáni kitörések okának jobb megismeréséhez, akár segíthetik a vulkáni veszély előrejelzést is. Van tehát teendő bőven, van tehát indok bőven arra, hogy miért is érdemes magmás kőzeteket vizsgálni.

A magmás kőzettani vizsgálatok térségünkben nagy hagyományra tekint vissza. Nehéz felsorolni mindazokat, akik magmás kőzettani kutatásaikkal megalapozták azt, hogy jelenleg regionális szinten, de lehet azt is mondani, hogy nemzetközi szinten is a hazai magmás kőzettani kutatásoknak ismertsége van, sőt e kutatások során térségünk természeti laboratóriumi jellege is erősödik. Egy felsorolás természetesen mindig szubjektív és mindig lehet találni olyat, aki kimarad. Felvállalva mindezt, ehelyütt csupán néhány nevet említünk meg. Szabó József nemzetközi szinten is maradandóan alapozta meg a hazai kőzettani és ezen belül a magmás kőzettani kutatásokat és elvülhetetlen érdemei voltak mindennek a felsőoktatásba való helyezésében. Mauritz Béla kőzettani vizsgálatait példaértékűek, leírásai olyan pontosságról árulkodnak, amelyek követendőek mind a mai napig, amely eredmények fontos alapot adnak a modern kutatásokban is. A későbbiekben többek között Pantó Gábor, Szádeczky-Kardoss Elemér, Pantó György és Kubovics Imre erősítette a hazai magmás kőzettani kutatásokat és vetették meg ennek intézményes hátterét. Az ő tevékenységük nélkül nem alakulhatott volna ki az 1980-as évektől kezdve az a magmás kőzettani iskola, amely már a modern vizsgálati eszközöket is alkalmazva nemzetközi hírűvé tette a hazai magmás kőzettant, az itteni tudományos munkát. Mindez erős alapot ad a jövő nemzedékének, hogy tovább erősítse ezt a hírt és további tudományos eredményekkel erősítse helyünket a tudomány életben.

Ez a könyv az előzőekben vázolt szellemben igyekszik bevezetni a magmás kőzetek vizsgálatába, gyakorlati ismereteket adni e képződmények petrográfiai és geokémiai elemzéséhez. A tankönyv anyaga számos egyetemi kurzushoz kapcsolódik a BSc és MSc kereteiben egyaránt. Az első blokkban a magmás kőzettani alapfogalmak kerülnek tisztázásra és ismertetjük a magmaképződés és magmás differenciáció folyamatát. Az ezt követő blokkban a magmás kőzetek terepi, makroszkópos és mikroszkópos elemzési módszerei kerülnek terítékre, az elsődleges vulkáni törmelékes kőzetek (piroklasztitok) leíró és genetikai osztályozásán keresztül rövid bepillantást nyújtunk a fizikai vulkanológiai vizsgálatokba is. Ezután a geokémiai elemzési módszerek következnek. Teljességre itt sem törekedhetünk a terjedelmi korlátok miatt, így elsősorban arra koncentráltunk, hogy a petrográfiai vizsgálatokat szorosan kiegészítő, a magmás folyamatokat, akár kvantitatív módon is feltáró módszerek ismertetésre kerüljenek. A rendszeres magmás kőzettan blokk egyenként veszi végig a legfontosabb magmás kőzetcsoportokat és képekkel illusztrált segítséget a felismerésükre. A bevezetőben említettük, hogy a Kárpát-Pannon térség a magmás kőzetek tárháza, e területen e képződmények nagy változatosságban jelennek meg. Adja magát a helyzet, hogy ezeket az előfordulásokat is részletesen ismertessük. E területen sem törekedhetünk teljességre, hiszen a lelőhelyek hiánytalan bemutatása több kötetes anyagra rúgna. A kőzettani vizsgálatokra vonatkozó részletes leírások mellett sok esetben nagy segítséget adnak az összefoglaló táblázatok. Ennek szellemében készítettünk el a kőzetek makroszkópos, valamint a kőzetalkotó ásványok mikroszkópos felismerését segítő táblázatokat és ismertetjük részletesen a geokémiai vizsgálatokban alkalmazott CIPW normaszámítás példákkal illusztrált menetét. E tankönyv számos saját tapasztalaton alapuló anyagot tartalmaz, de felhasználtunk sok hasonló jellegű könyv anyagát is. Tovább, számos tématerületet nem tudtunk teljességben kidolgozni, ezért a könyv végén további hasznos olvasnivalót ajánlunk.

Az e-book keretei lehetőséget adtak, hogy a könyv illusztrálásában a sok színes fotón kívül animációkat és videofelvételeket is beépítsünk. Ezek mind saját munkák eredményei, amelyek reményeink szerint hasznosan segíthetik a kőzettani vizsgálatok megértését.

A tankönyv megírásában olyanok vettek részt, akik sokévnnyi, mondhatni évtizedes tapasztalattal rendelkeznek e témakörök oktatásában, számos segédanyagot készítettek, amelyek alapot jelentettek e könyv összeállításához. Továbbá, az oktató munka mellett végzett tudományos kutatások során olyan tapasztalatokat szereztek, amelyek a megfogalmazott anyagrészeket élővé teszik. A fiatal munkatársak e kutatások részeseként segítettek abban, hogy a modern magmás kőzettani vizsgálati eredmények is hangsúlyosabbá váljanak, hogy a hagyományos leírások és nevezéktani besorolásokban megfelelően képviselve legyen az új szemléletű eredmények is, és természetesen óriási munkát végeztek, hogy az illusztrációk gazdagon előálljanak.

A következő fejezetekben olvasható magmás kőzettani vizsgálatokhoz, az e-book kereteit kihasználva egy videofilm összeállítással ajánlunk kedvet, bemutatva a magmás kőzetképződés felszíni folyamatának, a vulkáni működésnek különböző típusait.



I.1. videó: Hawaii-típusú kitörés (Hawaii, Kamoamoá kitörés, 2011). Forrás: <http://www.youtube.com/watch?v=WwBVG0Si7rs&feature=youtu.be>



*I.2. videó: Etna kitörés hawaii-típusú lávaszökőkúttal (2012.01.05). Forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=8T4zIVWG-IM&feature=youtu.be>*



*I.3. videó: Hawaii-típusú kitöeres pahoehoe lávafolyással (Hawaii)- Forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=xK2WGBn8Ojs&feature=youtu.be>*



*I.4. videó: Etna kitörés aa-lávafolyással (2011.04.10). Forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=gL2gUcW98e8&feature=youtu.be>*



I.5. videó: Freatomagmás robbanásos kitörés (Ruapehu, Új Zéland). forrás:
http://www.youtube.com/watch?v=h8W_sGYAQLc&feature=youtu.be



I.6. videó: Vulcanoi-kitörés (Anak Krakatau). forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=nXzQT52Sdec&feature=youtu.be>



I.7. videó: Vulcanoi-kitörés piroklaszt-ár lezúdulásával (Soufrière Hills, Montserrat, 2010.02.11). forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=2TIVH-rN8mI&feature=youtu.be>



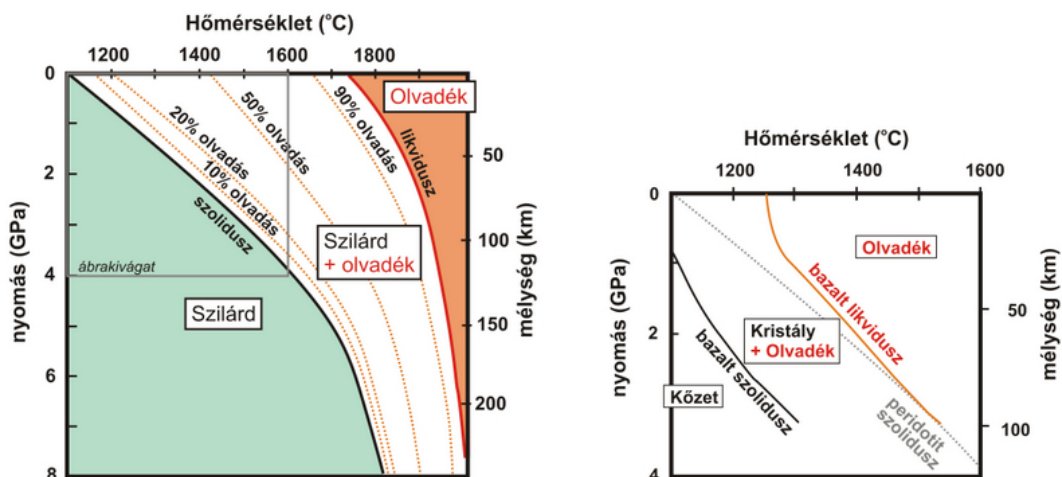
*I.8. videó: Piroklaszt-ár a jávai Merapi tűzhányón. Forrás:
<http://www.youtube.com/watch?v=Bz7WCttwXQk&feature=youtu.be>*

II. fejezet - Bevezetés a magmás kőzettanba

II.1. Magma és magmás kőzetek

A **magma** földfelszín alatti kőzetolvadékot jelent. Meg kell azonban jegyezni, hogy bár az idegen szó magyar megfelelőjeként általában kőzetolvadékot mondunk, ez nem feltétlenül jelenti azt, hogy a magma 100% folyékony halmazállapotú lenne. A magmában ugyanis szilárd kristályok és gázbuborékok is lehetnek. A kőzetolvadék szó használatakor tehát egy több fázisú rendszerre gondolunk. Amennyiben csak a magma folyékony fázisát szeretnénk jellemezni, akkor szerencsésebb az olvadék terminust használni.

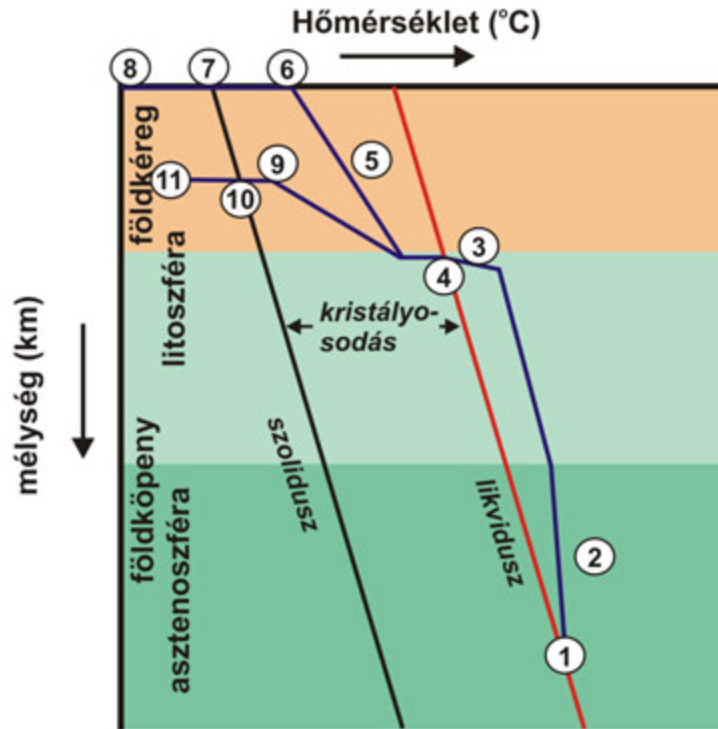
A legtöbb magma a földképeny kőzetének részleges megolvadása során képződik, kisebb részük a földkéreg alsó részének olvadása során jön létre. A magmaképződés elindulását az az állapot jelzi, amikor az aktuális hőmérséklet meghaladja a jelenlévő kőzet olvadáspontját. Ez az állapotjelző nyomásfüggő, az olvadáspont változását a nyomás függvényében a **szolidusz vonal** írja le. A kőzet olvadása során létrejövő olvadék, amennyiben a kőzet permeabilis, összegyűlik és egy kritikus mennyiség elérése után elindul felfelé. Ezt a mozgást a környező földképeny kőzetnél kisebb sűrűsége miatt kialakuló felhajtóerő segíti elő. A kezdeti olvadék 100%-ban folyékony és ezt a rendszert úgy tudjuk leírni, hogy a bazaltos magma hőmérséklete a likvidusz vonal felett van. A **likvidusz vonal** szintén egy hőmérséklet állapotjelző nyomásfüggő változását írja le, mégpedig azt a hőmérsékletét, ami felett egy adott anyag teljes mértékben folyékony halmazállapotban van.



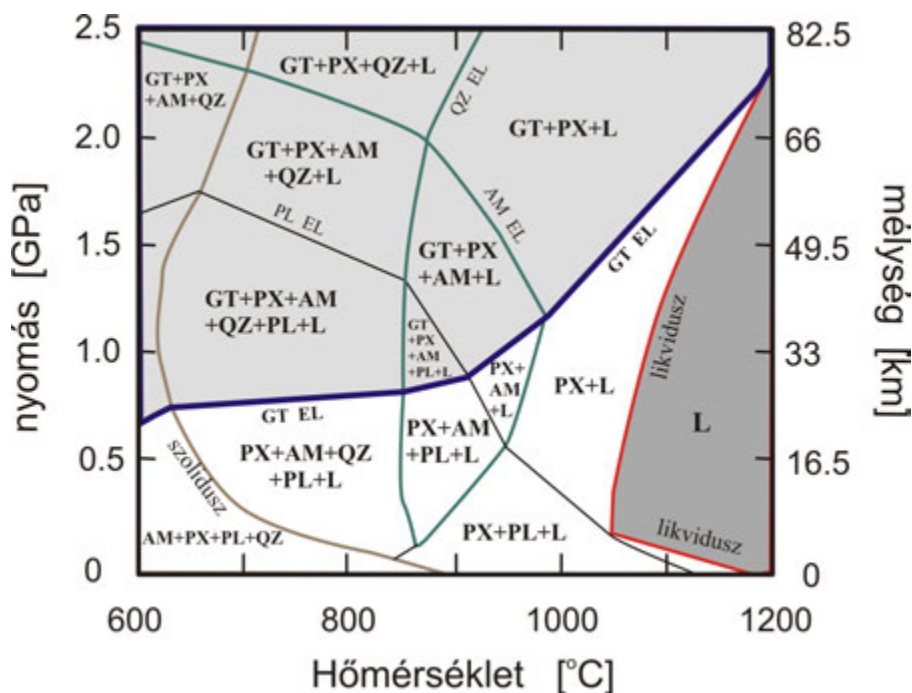
II.1. ábra – A szolidusz és likvidusz vonal helyzete különböző rendszerekben: A baloldali ábra a földképeny peridotit kőzetének kísérletileg meghatározott szolidusz és likvidusz vonalait mutatja. A kettő közötti nyomás és hőmérséklet viszonyok esetében a peridotit részlegesen olvadt állapotban van, azaz magmaképződés zajlik. A jobboldali ábra a bazalt szolidusz és likvidusz vonalát mutatja (összehasonlításképpen feltüntettük a peridotit szolidusz vonalát is. Figyeljük meg, hogy a peridotit szolidusz a bazalt likvidusz vonalától balra helyezkedik el). A magmaképződés során a bazalt a likvidusz vonala feletti hőmérsékleten van. Ahogy csökken a hőmérséklet és adott nyomáson a likvidusz vonal alá kerül, megindul a kristályosodás. A bazaltos rendszer a szolidusz és likvidusz vonalak közötti nyomás és hőmérséklet viszonyok esetében kristálypép állapotban van, azaz az olvadékfázis mellett kristályokat is tartalmaz. Amennyiben a hőmérséklet a bazalt szolidusz alá esik, a magma teljesen megszilárdul, azaz magmás kőzetté, esetünkben bazalttá alakul.

Mindaddig tehát magmáról beszélünk, amíg a hőmérséklet az adott összetételű rendszer által meghatározott szolidusz hőmérséklet alá csökken. Ekkor a magma teljes mértékben kikristályosodik, azaz **magmás kőzet** lesz belőle. A magmás kőzet különböző ásványfázisokból áll, amelyek megjelenését termodinamikai törvényszerűségek határozzák meg. Ez azt jelenti, hogy olyan ásványfázisok kristályosodnak ki, amelyek a magma hűlése során fennálló nyomás és hőmérséklet viszonyok között stabilisak. Ezért a kísérletileg meghatározott ásvány stabilitási nyomás-hőmérséklet tartományos sokat segítenek a kőzet kialakulásának megértésében, az egyensúlyi ásványfázisok

kémiai összetételéből számolt nyomás és hőmérséklet értékek pedig segítenek a magmafejlődés pontosabb rekonstruálásához.



II.2. ábra – Idealizált magmafejlődés fő lépései: 1. Magma szegregációja (elválása) a megolvadt földköpeny anyagtól. 2. Adiabaticus magma (tiszta olvadék) felemelkedés az asztenoszférában, majd további emelkedés gyenge hőmérséklet csökkenéssel a litoszféra-köpenyben. 3. Megakadás a földkéreg-földköpeny határ alatt, hőmérsékletcsökkenés. 4. A hőmérséklet a likvidusz hőmérséklet alá csökken, megkezdődik a kristályosodás (nagy nyomású ásványfázisok kiválása, mint például spinel, olivin, piroxén, esetleg amfibol). 5. A magma áttöri a földkéreget és gyorsan a felszínre emelkedik (akár néhány nap alatt). 6. A magma (olvadék+kristályok+gázbuborékok) a felszínre jut: vulkáni kitörés. 7. A felszínre jutó magma (láva) hőmérséklete a szolidusz hőmérséklet alá csökken: a láva megszilárdul. 8. A láva a környezet hőmérsékletére hűl: az eredmény egy vulkáni kőzet. 9. Egy másik lehetséges útvonal: a magma a földkéreg-földköpeny határról feljebb nyomul, de megakad a földkéregben lévő magmakamrában, ahol hőmérséklete lassan csökken: egyre előrehaladottabb a kristályosodás, kristálypép, majd kristályszivacs állapot alakul ki. 10. A magmakamra hőmérséklete a szolidusz hőmérséklet alá csökken: befejeződik a kristályosodás, a magma megszilárdul a mélyben. 11. A kőzettest hőmérséklete felveszi a környezet hőmérsékletét, az eredmény mélylési magmás kőzet kialakulása

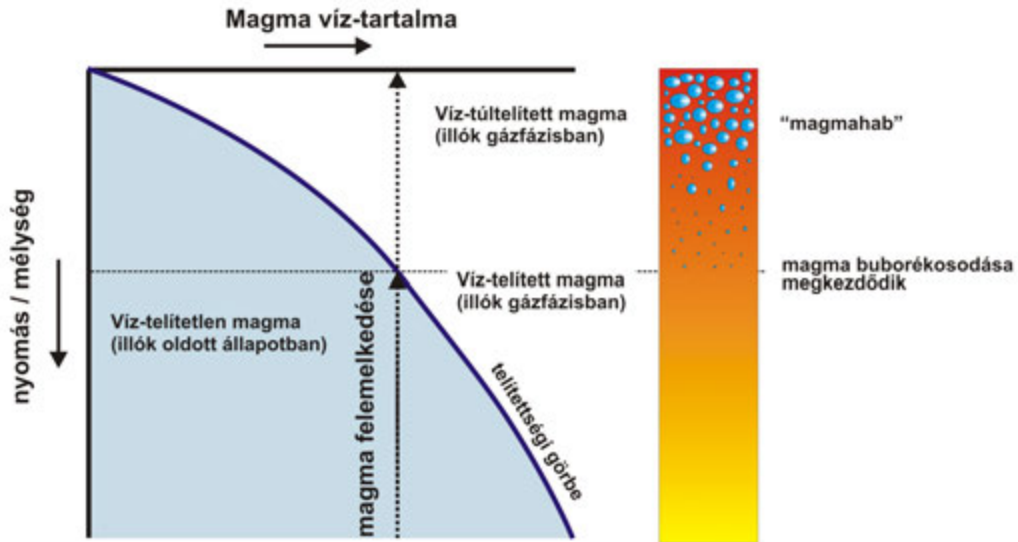


II.3. ábra – 5% víztartalmú andezites magma kristályosodása különböző nyomás és hőmérséklet viszonyok között Trevor Green kísérleti munkája alapján. GT = gránát, PX = piroxén, AM = amfibol, PL = plagioklász, QZ = kvarc, BI = biotit, L = olvadék

Trevor Green kísérletei rávilágítottak például arra, hogy milyen körülmények között keletkezhet, illetve maradhat meg gránát andezites kőzetben. Gránát-tartalmú andezit a Kárpát-medencében különösen gyakori, azaz ez a kísérleti munka fontos adalékot ad ennek magyarázatára. Gránát 700 MPa nyomás felett stabilis, azaz csak nagy nyomáson kristályosodhat magmából. A Kárpát-medencében előforduló gránát-tartalmú andezitek a gránát mellett amfibolt, plagioklász és piroxént tartalmaznak. Ez azt jelenti, hogy egy ilyen ásványegyüttes kb. 800-1200 MPa nyomáson (azaz a földkéreg alsó részén), 860-900°C hőmérsékleten jöhetett létre. A magmának ebből a mélységből gyorsan felszínre kellett jutnia ahhoz, hogy a gránát ne olvadjon vissza és a magmában maradjon.

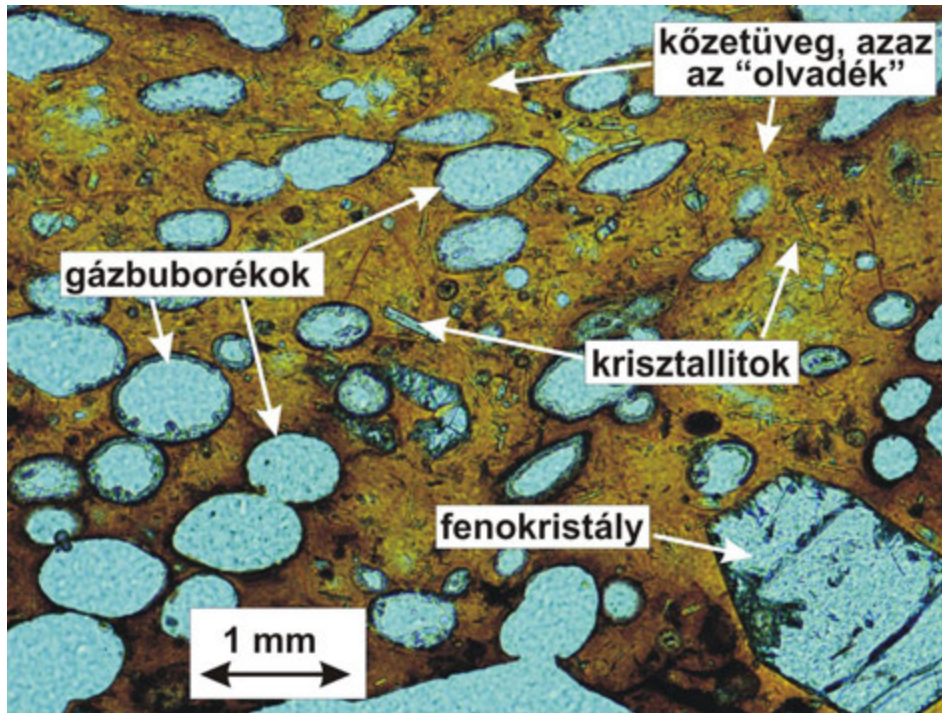
A bazaltos olvadék sűrűsége kisebb, mint a megolvadó földköpeny kőzeté, ezért indul meg felfelé. A magmák jelentős része (becslések szerint 70-80%-a) azonban nem éri el a felszínt! A földköpenyben a sűrűségkülönbségből adódó felhajtóerő ugyan elősegíti a felnyomulását, azonban a földkéreg kőzeteinek sűrűsége kisebb, mint a földköpeny anyagának, ezért a sűrűségkülönbség megszűnik, ahogy a magma eléri a földkéreg és földköpeny határát. Itt a magmák jelentős része megakad, kikristályosodik (piroxenit és hornblendit telérek formájában) és gyarapítja alulról a földkéreget. A magmák másik része benyomul a földkéregbe, azonban ismét csak a sűrűségkülönbség megszűntével megakad és egy magmakamrában kristályosodik ki.

A kőzetek megolvadása során folyékony kőzetolvadék, úgynevezett **elsődleges magma** alakul ki. Amennyiben képződési helyét el tudja hagyni (ehhez el kell érnie egy összefüggő kritikus tömeget) és feljut a litoszféra aljáig, ahol a hőmérséklet már gyorsan változik, a magma hőmérséklete csökkenni kezd és akár már útközben, nagy mélységben megindul benne a kristályok kiválása. A földfelszínre elérő magma tehát, többnyire már nem tisztán folyékony olvadék, hanem mindig tartalmaz szilárd fázist is, mégpedig magas hőmérsékleten kikristályosodott ásványokat. A folyékony és szilárd komponensek mellett a magmában gáz fázis is van! A felszínen gáz vagy folyékony halmazállapotú anyagokat illó anyagoknak nevezzük. A magmában lévő legfontosabb illó anyagok a víz, a szén-dioxid, a kén-dioxid, a kén-hidrogén, a hidrogén-fluorid és a hidrogén-klorid. Ezek az illók nagy mélységben, azaz nagy nyomáson oldott állapotban vannak a magmában, ahogy azonban emelkedik fel a kőzetolvadék, a nyomás csökkenésének következtében az illó anyagok oldhatósága megszűnik, és gázbuborékok formájában válnak ki a magmából. A kristályosodás folyamata szintén elősegíti a gázbuborékok képződését a maradék kőzetolvadékban. A felszín közelében a gázbuborékok mennyisége sokszor nagyságrenddel meghaladja a magma térfogatát és egyfajta „magmahab” alakul ki. A gyorsan táguló gázbuborékok végül heves robbanást idézhetnek elő. Összefoglalóan, tehát azt mondhatjuk, hogy **a magma egy többfázisú, felszín alatti kőzetolvadék**. A magma **felszíni megfelelője a láva**.



II.4. ábra – Víz oldhatósága bazaltos magmában: a nyomás csökkenésével csökken a víz oldhatósága, ami annyit jelent, hogy oldott állapotból gázfázisba lép, azaz kiválik az olvadékból és a magmában gázbuborékot képez. A magma felemelkedése során tehát elér egy olyan mélységet (nyomást), ahol a víz oldhatósága már megszűnik a magmában és megindul a gázbuborék kiválás. A gázbuborékok mennyisége a felszín közelében akár meghaladhatja a 70 térfogat%-ot is, azaz a magmatest felső része szinte felhabzik. Ez a folyamat jelentős mértékben hozzájárul a robbanásos vulkáni kitöréshez. A kitörés jellegét a magma összetétele (viszkozitása) és az illó anyaga (a széndioxid már nagyobb mélységben kiválik a bazaltos magmából, azaz a széndioxid gázbuborékok már nagy mélységben megjelennek és ez is hozzájárul ahhoz, hogy a magma sűrűségét csökkentve, az a felszínre törhessen.

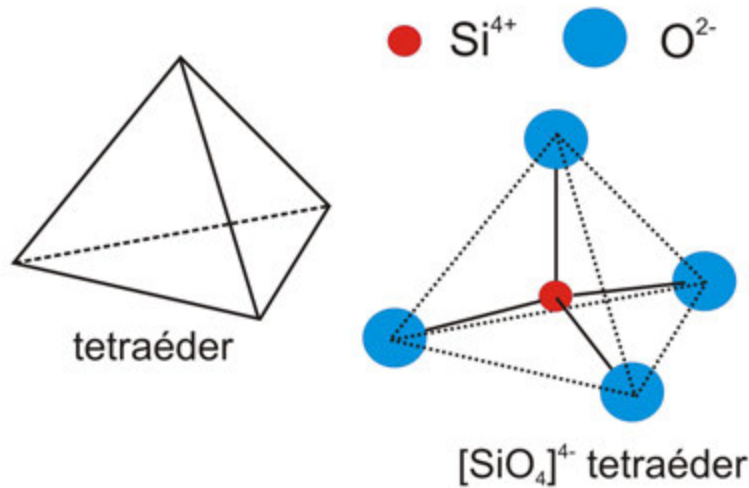
A magma tehát amikor a felszínre jut, már többnyire olvadék, szilárd (kristályok) és gáz (buborékok) fázisból áll. Az alábbi kép, mindezt hűen bizonyítja. A kissomlyói piroklasztitban lévő kőzetüveg-szilánk hirtelen megszilárdulással jött létre, amikor a gázbuborékos forró magma hideg vizes anyaggal keveredett. Így megőrződtek a kitörés előtti fázisok, azaz az olvadék (megszilárdulás után sárgásbarna szideromelán kőzetüveg), a fenokristályok és kristallitok, valamint a kerekded gázbuborék üregek.



II.5. ábra – Egy hirtelen megszilárdult magma darab a Kíssomlyóról jól mutatja a magma több fázisú megjelenését: olvadék (most kőzetüveg) + szilárd kristályok + gázbuborékok üregei.

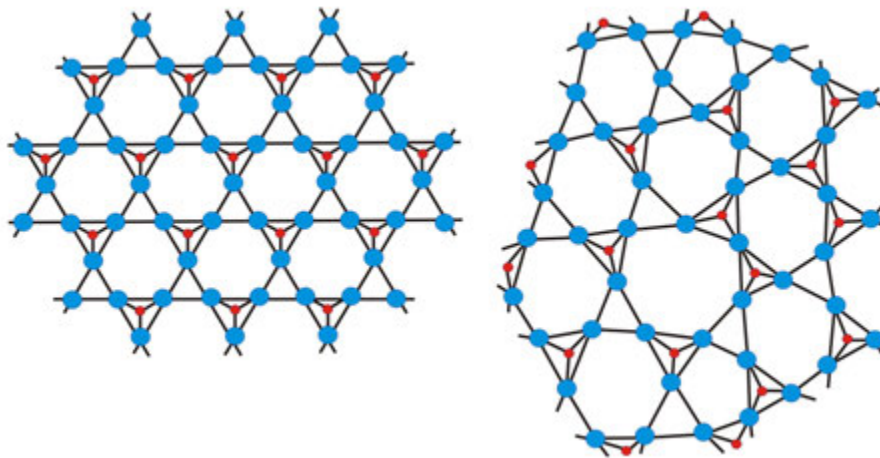
A magma kémiai és fizikai tulajdonságai nagy mértékben befolyásolják feljövételét és a vulkáni kitörés jellegét. A legtöbb magma szilikátos összetételű, ritkaság a karbonátos magma és még ritkábbak a kénmagmák. Jelenleg egyetlen nem szilikátos magma által táplált aktív tűzhányó van a Földön, mégpedig Tanzániában, az Ol Doinyo Lengai (Istenek hegye). E tűzhányó kürtőiből karbonátos magma (úgynevezett karbonatit) jut a felszínre, ami sok szempontból különleges: jóval alacsonyabb a hőmérséklete, mint a szilikátos magmáké (kb. 600°C) és rendkívül folyékony (azaz nagyon kicsi a viszkozitása). Amikor a felszínre jut, a karbonátos láva barna színű, olyan mint a sárfolyam. Megszilárdulása után azonban, a karbonátos anyag reakcióba lép a levegő oxigénjével és a láva fehér színű lesz. Ez tehát a kivétel, nézzük az általánosabb, szilikátos magma jellemzőit!

A szilikátos magmák fő építőkövei a szilícium és oxigén ionok. Egy szilícium iont (Si^{4+}) négy oxigén ion (O^{2-}) vesz körbe, mégpedig úgy, hogy a térbeli elhelyezkedés a tetraéderhez hasonlít. Az oxigén ionok a képzeletbeli tetraéder csúcsain vannak, a tetraéder belsejében pedig a szilícium kation csücsül. A magma szerkezetének alapja tehát az SiO_4 tetraéder, ami négyszeresen negatív töltésű komplex ($[\text{SiO}_4]^{4-}$).



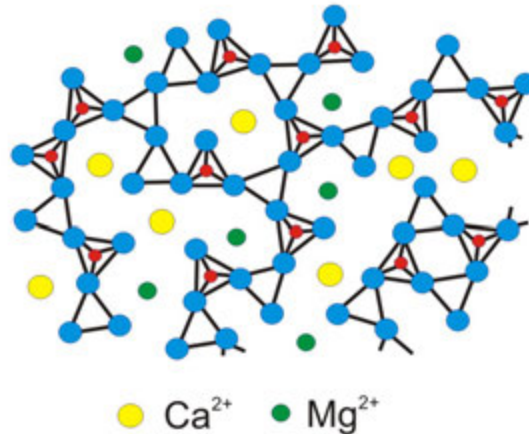
II.6. ábra – Az $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéder a szilikátásványok és a magma szerkezetének alapköve. A tetraéder közepén található a szilícium ion (piros gömb), amit négy oxigén-ion vesz körül (kék gömb)

Összességében a magma $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek láncolatának háromdimenziós hálózata, avagy más szóval $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek polimere. Ez a szerkezet sok hasonlóságot mutat a szilárd szilikátásványok szerkezetéhez. Az olvadék atomi szerkezete tehát ugyanúgy polimerizált, mint a megfelelő szilárd anyagé, csak a polimerek némileg torzultak. Nagy léptékben nincs szimmetriája, de kis léptékben rendezett az elhelyezkedés! Az oxigének részben hidat alkotnak az $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek között, részben szabad elvégződésűek. Ez utóbbiak más ionokhoz kapcsolódhatnak.



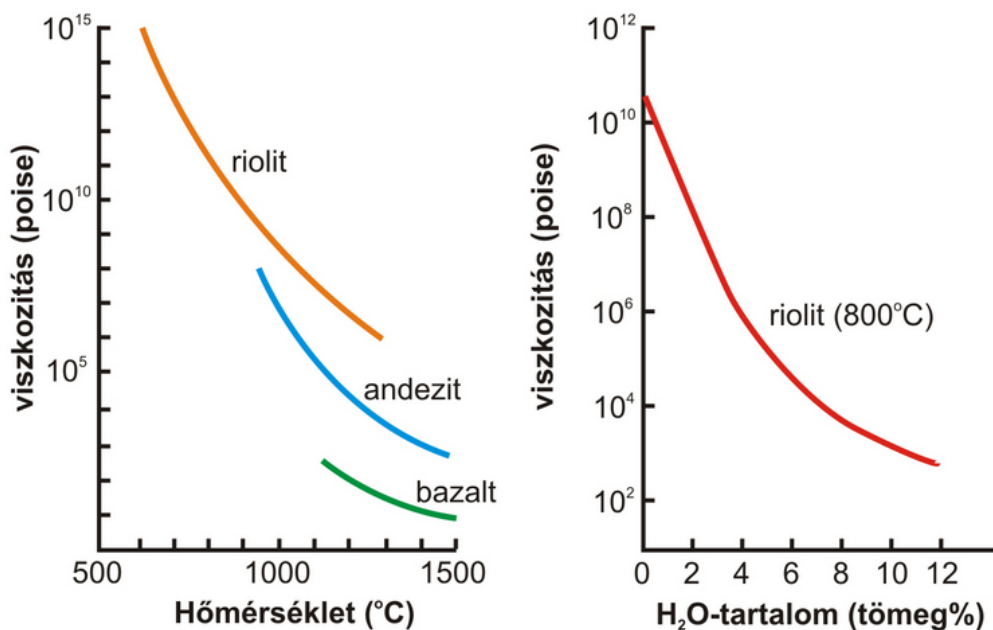
II.7. ábra – A magma $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek láncolatának háromdimenziós hálózata. Balra a kristályos kvarc (SiO_2) szerkezete, jobbra pedig az SiO_2 olvadék szerkezete. Az olvadék szerkezet csak kis mértékben torzul a szilárd fázishoz képest

A magmában azonban, további elemek is jelen vannak. Ezek felszakítják az $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek láncolatát, azaz módosítják a polimer-szerkezetet. Minél inkább polimerizált a magma szerkezete, azaz minél erősebb az $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek láncolata, annál viszkózusabb, azaz annál nehezebben mozog a magma. A magma nagy viszkozitás esetében nehezebben éri el a felszínt, ha pedig eléri, akkor a megfelelő láva sokszor éppen csak ki tud türemkedni a kürtöből. Ezeknek a magmáknak nagy az SiO_2 tartalma. Ez a magma típus már erősen polimerizált, mivel uralkodóan szilíciumból és oxigénből áll és jóval kevesebb a hálózatmódosító ion. A rendezett $[\text{SiO}_4]^{4-}$ hálózat miatt ez a fajta magma, illetve láva nehezen folyik, viszkozitása nagy. Ilyen magmákból keletkezik a felszínen a riolit vagy mélyben megszilárdulva a gránit.



II.8. ábra – Egy $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ásvány (diopszid) olvadékaának szerkezete. Az $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraéderek láncolatát hálózatmódosító kationok (Ca^{2+} , Mg^{2+}) szabdalják fel

A magma szerkezetét, és ehhez kapcsolódóan a viszkozitását az SiO_2 tartalom határozza meg. A könnyen folyós bazaltos lávák messzire (több kilométerre) eljutnak, a riolitos lávák azonban legfeljebb néhány száz méterre érnek el a kürtőtől. A viszkozitás mértékét a szabad oxigén és az oxigén-hidak arányával is kifejezhetjük. A teljesen polimerizált olvadékból (pl. SiO_2) nincs szabad oxigén, az arány nulla, egy részben polimerizált olvadékból, mint például a $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (ez a vulkáni kőzetekben gyakori diopszid nevű piroxénásvány) az arány kettő. Minél nagyobb ez az arány, annál kisebb az olvadék viszkozitása. A viszkozitás nem csak a magma kémiai összetételétől függ, hanem a hőmérsékletétől is. Minél kisebb a magma hőmérséklete, annál viszkózusabb, nehezen folyós lesz. Ebben az esetben ugyanis már nem egy tisztán folyékony olvadék alkotja a magmát, hanem több-kevesebb kristályt is cipel magával. A magma felemelkedése során, ahogy csökken a hőmérséklete mozgása egyre nehezebbé válik. Ez azt jelenti, hogy egyre kisebb az esély, hogy a magma elérje a felszínre. Mégis, vannak riolitos magmához kapcsolódó vulkáni kitörések, mégpedig sokszor óriási mennyiségű vulkáni anyagot eredményező, katasztrofális lefolyásúak. Ez a magma magas víz-tartalmával magyarázható. A bazaltos magmák többnyire 1-2 tömeg% vizet tartalmaznak oldott formában, míg a riolitos magmák víz-tartalma elérheti akár a 6-7 tömeg%-ot is. Az oldott víz szétbontja az Si-O kötések, azaz depolimerizálja a magmát, folyósabbá teszi. A riolitos magmák mozgását tehát elősegíti a magas víz-tartalmuk. A felszínhez közel az illók kiválnak a kőzetolvadékból és ezzel megjelenik a gázfázis is a magmában. Ez csökkenti a sűrűséget, továbbá növeli a belső nyomást, ami elősegíti, hogy a magma felszínre kerüljön. Viszkózus olvadékból a gázbuborékok azonban nehezebben tudnak nőni és mozogni, ezért sok apró gázbuborék keletkezik a kőzetolvadékból, aminek hatalmas nyomása lehet és ez robbanásos kitöréshez vezet.



II.8. ábra – A magma viszkozitása, azaz folyóssága függ kémiai összetételétől, de függ a hőmérséklettől és a magma víz tartalmától is.

Összefoglalóan, a magma kémiai összetétele jelentősen befolyásolja fizikai tulajdonságait, különösen a viszkozitását. Ebben az elsődleges szerep az SiO_2 - és a víz-tartalomnak van, amelyek ellentétes módon hatnak a magma térháló szerkezetére, így a viszkozitására.

II.2. Kőzetalkotó és járulékos ásványok

A magma szolidusz hőmérséklet alá való hűlése nyomán magmás kőzet keletkezik.

A magmás kőzeteket elsősorban három fő tulajdonságuk alapján jellemezhetjük:

- ásványos (modális) összetétel
- kémiai (normatív) összetétel
- szövet(-szerkezet) – a képződési körülményekre utal

Megjegyzés: az ásványos összetétel és a kémiai összetétel szorosan összefügg egymással

A magmás kőzeteket felépítő ásványokat kőzetalkotó ásványoknak nevezzük. Egy adott magmás kőzetben megjelenő ásványfázisok nem véletlenszerűek, hanem azt termodinamikai törvényszerűségek határozzák meg, mint a rendszer (magma) kémiai összetétele és fizikai állapotjelzői (hőmérséklet, nyomás, redox-viszonyok). Ez azt jelenti, hogy a kőzetalkotó ásványoknak jelentőségük van, mert megjelenésük, kémiai összetételük alapján következtethetünk a magmagenetikai folyamatokra.

A kőzetalkotó ásványok közül elsődleges (primer) ásványok azok, amelyek a kőzet képződése során alakultak ki a kőzet képződésére jellemző feltételek között, másodlagos (szekunder) elegyrészek pedig azok, amelyek az elsődleges kőzetalkotó ásványokból a kőzet képződése utáni folyamatok során lezajló átalakulások során keletkeztek.

Az elsődleges elegyrészeket mennyiségük alapján az alábbiak szerint csoportosíthatjuk:

Lényeges elegyrészeknek hívjuk azokat az – elsősorban - szilikátásványokat (+kvarc), amelyek kőzetmeghatározó jelentőségűek, mennyiségük általában jelentős egy adott kőzetben (pl. plagioklászok, piroxén, olivin, kvarc stb.)

Az **akcesszórius (vagy járulékos) elegyrészek** vagy **akcesszóriák** nem kőzetmeghatározó jelentőségűek és általában kis mennyiségben, de sokféle kőzetben megjelennek. Ezen belül megkülönböztethetünk:

- **mellékes elegyrészeket**, amelyek igen kis mennyiségben, de általában nagyon sokféle kőzetben fordulnak elő (legtöbbször kis méretű elegyrészek formájában) (pl.: apatit, cirkon, titanit stb.)

- **járulékos elegyrészeket**, amelyek általában csak néhány kőzetfajtában jelennek meg, de mennyiségük azokban esetenként jelentős, akár uralkodó is lehet (ez utóbbi esetben akár a kőzet nevét is megváltoztathatja) (pl.: turmalin a turmalingránitban, amelyet luxullianitnak nevezünk).

A leggyakoribb másodlagos elegyrészek a magmás kőzetekben a szericit (földpátokból), szerpentinásványok (olivinből illetve rombos piroxénből), klorit (piroxénből, amfibolból, csillámból), limonit-hematit (ércásványokból, színes elegyrészekből), karbonátásványok, agyagásványok.

A magmás kőzetek esetében az alábbi gyakran használt, a kőzet szöveti megjelenésével kapcsolatban definiált elegyrészeket különítünk el:

Fenokristály: Szabad szemmel jól látható méretű kristály.

Mikrofenokristály: Szabad szemmel általában nem, de mikroszkópos vizsgálattal meghatározható kristály. Mérete jellemzően eltér (kisebb) a fenokristályokétól, de jól elkülöníthető az alpanyag kristályoktól.

Porfíros elegyrész: A finomszemcsés alpanyagban levő nagyobb méretű kristály.

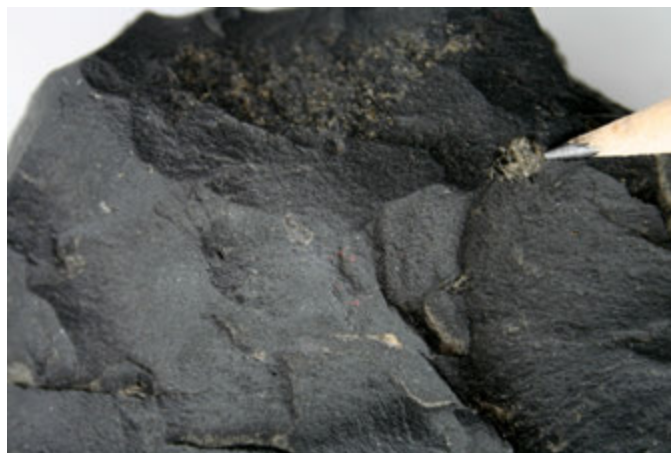
Megakristály: A bezáró kőzet szemcseméretéhez képest extrém nagy méretű porfíros elegyrész, amely a bezáró kőzettel kogenetikus (azonos olvadékból származó, azonos genetikájú)

Xenokristály: A bezáró kőzet szemcseméretéhez képest általában (jelentősen) nagyobb méretű ásványzárvány, amely a bezáró kőzettől eltérő eredetű.

Xenolit: A bezáró kőzettől eltérő eredetű, attól éles határvonallal elkülönülő, felszakított kőzetdarab, zárvány.

Endogén zárvány: A bezáró kőzettel közel azonos összetételű, azzal kogenetikus kőzetzárvány, amely a magma feltörése előtt, a magmakamrában már kikristályosodott. A bezáró kőzettől nem éles határvonallal különül el, általában jellemző rá a kristályos szemcsés szövet.

Alpanyag (mátrix): A kőzet vázát adó, azt áthálózó, finomszemcsés, általában homogén rész, amely a magma felszínre vagy felszín közelébe kerülésekor, annak gyors lehűlésekor szilárdul kristályos és/vagy üveges anyaggá. Az alpanyagba ágyazódva jelennek meg a magma feltörése előtti lassabb kristályosodás során képződött, nagyobb méretű ásványszemcsék, vagy korábban képződött, és a magma által bezárt kőzetszemcsék.



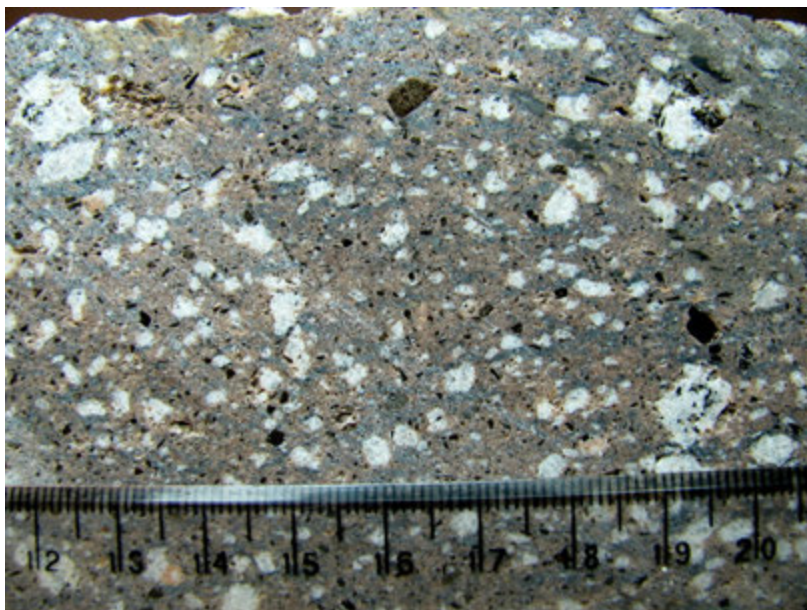
II.9. ábra – Olivin fenokristály csak mikroszkóppal vizsgálható alpanyagban (bazalt, Somoskő).



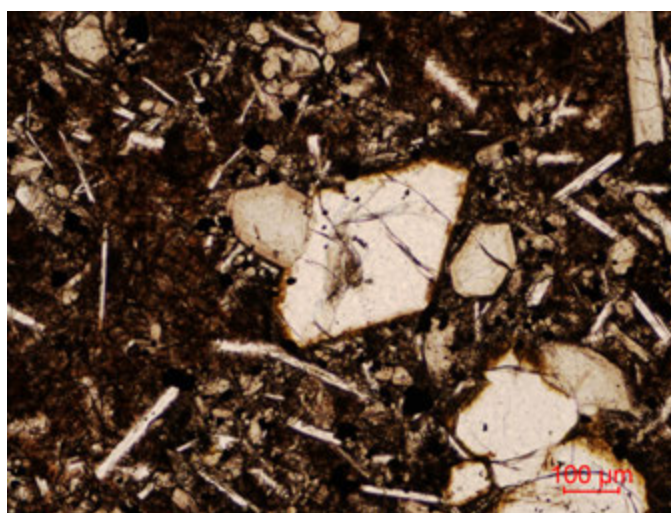
II.10. ábra – A gránit kristályai szabad szemmel is felismerhetők, azonosíthatók (ortoklász, kvarc, biotit), közöttük vannak nagyobb méretű profiros elegyrészek (ortoklászok).



II.11. ábra – Amfibol (sötét) és plagioklász (fehér) fenokristályok és endogén kőzetzárvány a kanászvári andezitben (Recsk)



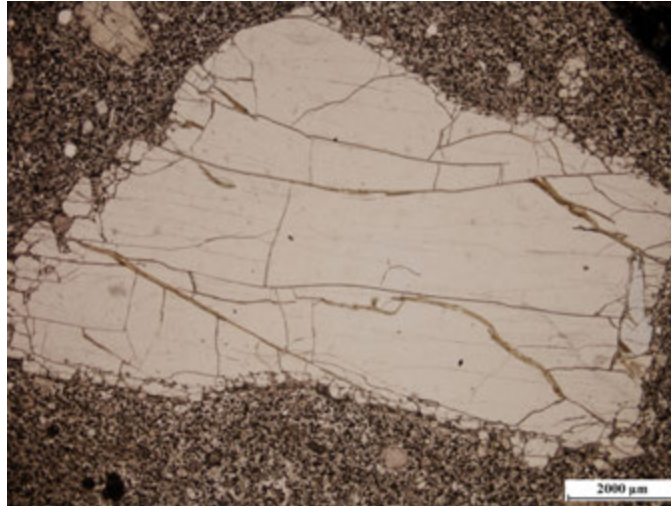
II.12. ábra – Plagioklász (fehér), andezit és biotit (sötétek) fenokristályok és mikrofenokristályok finomszemcsés alapanyagban (Csomád, dácit)



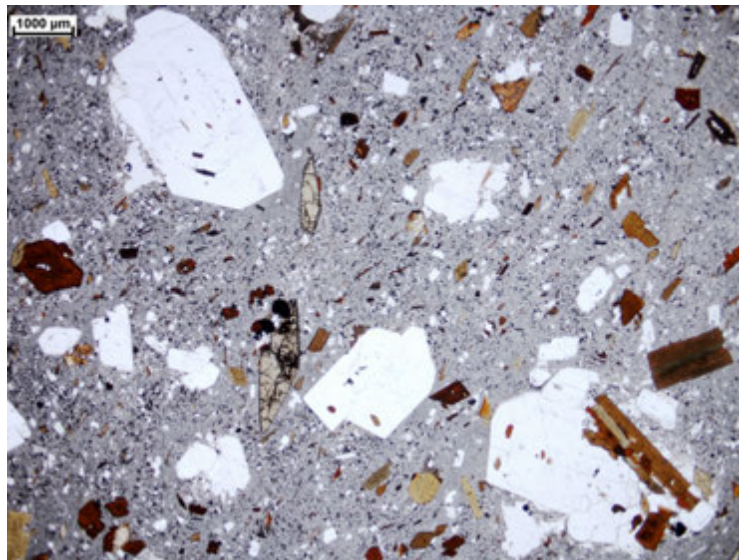
II.13. ábra – Olivin fenokristály közepén, kisebb méretű klinopiroxén fenokristályok és léces plagioklász alapanyag kristályok (kristallitok kőzetüveges alapanyagban) a Teleki vulkán trachibazalt lávakőzetében. Egy nikolos mikroszkópos felvétel.

Amennyiben a részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálatok alapján értelmezhető a kőzetet alkotó ásványok eredete, akkor egy további felosztást is használhatunk:

A magmás kristályok közvetlenül a magmás kőzet létrehozó olvadékból kristályosodtak. Ezek a kristályosodás idejétől függően lehetnek **fenokristályok** (cirkonok esetében nyilvánvalóan túlzás fenokristályról beszélni, ezeket ezért **autokristály**nak nevezik), amelyek jóval a kőzet megszilárdulása előtt keletkeztek, és alapanyag kristályok, azaz **kristallitok**, amelyek közvetlenül a kőzet megszilárdulása előtt alakultak ki. A fenokristályok eredete azonban különböző lehet. Ezek közül lehetnek olyanok, amelyek a kitorzó magmából származnak, azonban lehetnek olyanok is, amelyek jóval a kőzet megszilárdulása, illetve a kőzetben lévő fenokristályok előtt jöttek létre, attól némileg vagy erősen eltérő összetételű olvadékból. Ezeket Wes Hildreth javaslata alapján **antekristály**nak nevezzük.



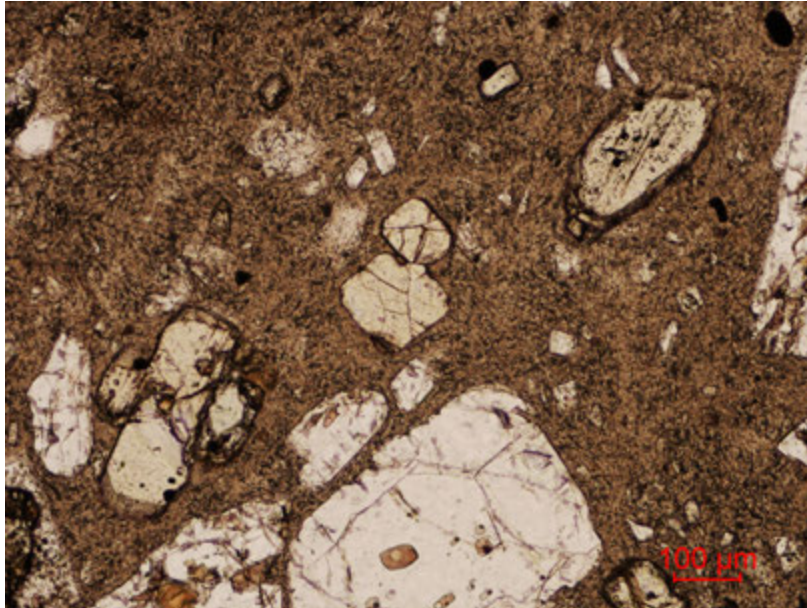
II.14. ábra – Olivin xenokristály (megakristály) medvesi bazaltban Egy nikolos mikroszkópos kép.



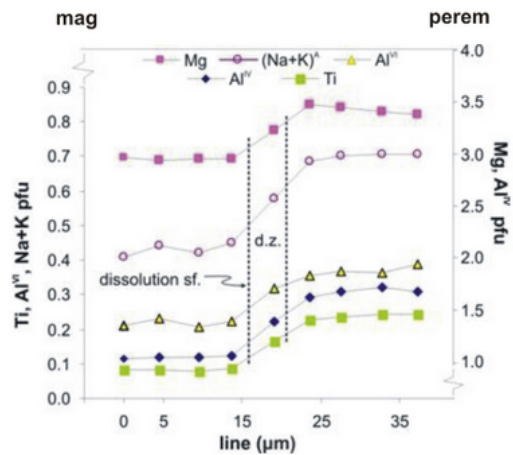
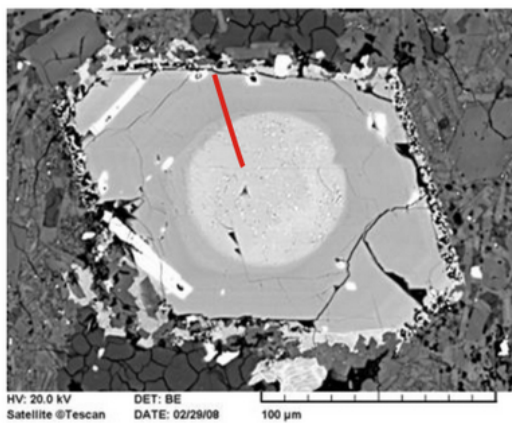
II.14. ábra – A csomádi dácitban lévő „fenokristályok” eredetük szerint valódi fenokristályok (sajátalakú amfibolok, kisebb méretű plagioklászok) és antekristályok (nagyobb méretű plagioklászok, plagioklásszal összenőtt amfibolok, titanit és biotit). Egy nikolos mikroszkópos felvétel.

Ez definíció szerint annyit jelent, hogy a fenokristályokkal kogenetikusak, azaz ugyanabban a magmás rendszerben keletkeztek, azonban a nyílt petrogenetikai folyamatok során időben és térben is máshol alakultak ki. A modern kormeghatározási eszközöknek köszönhetően tudjuk azt, hogy a nyílt rendszerű magmatározók akár több tíz- vagy százezer évig is fennállhatnak, egyes szilíciumgazdag magmatározók pedig akár 1-2 millió évig is létezhetnek. Ez idő alatt több esetben érkezik friss magmautánpótlás, aminek anyaga elhelyezkedve a magmás rendszerben létrehozza a saját fenokristály együttesét és egy kristálykása alakul ki. Az ismétlődő magma benyomulásokkal ezek a kristálykásák keveredhetnek egymással és ezáltal egy adott kristály populáció eltérő olvadék környezetbe kerülhet, ahol tovább folytatódhat a kristályosodása, de most már eltérő kémiai összetétel mellett. A nagy felbontású kémiai kristály sztratigráfia felfedheti akár ennek a komplex magmagenetikai folyamatsor legfontosabb eseményeit is. Mindezek alapján előfordulhat, hogy akár egyetlen kristályon belül is megkülönböztethetünk antekristály részt és fenokristály részt.

A magmás eredetű kristályok (feno- és antekristályok, valamint krisztallitok) mellett elkülöníthetjük a **xenokristály**okat, amelyek nem a magmás rendszerben alakultak ki, hanem a mellékkőzetből keveredtek be a magmába. Ez a genetikai szemléletű felosztást nem csak a szabad szemmel és mikroszkóppal is látható és felismerhető kristályokra alkalmazzák, hanem a jóval kisebb mérettartományban lévő járulékos elegyrészekre is, mint például a fontos petrogenetikai szerepet betöltő cirkonokra.



II.15. ábra – Bükkaljai ignimbritleben előforduló andezit litoklaszt egy nikollal készített mikroszkópos képe: a sajátalakú ortopiroxén kristályok és az erősen rezobeált plagioklászok nem egyensúlyi fázisok. Ebben az esetben az utóbbiak antekristályok, míg az ortopiroxének fenokristályok.



II.16. ábra – Nagy felbontású kristály sztratigráfia a comagmatic dácit egy amfibol kristályán. A kombinált ásványászati és ásványkémiai vizsgálat alapján a kristály köralakú belseje időben korábban, nagyobb szilíciumtartalmú olvadékból vált ki ugyanabban a magmatározóban, azaz antekristálynak tekinthető, míg a kristály külső része a kitörő olvadékból kristályosodhatott nagyobb hőmérsékleten, ezért fenokristálynak sorolható be. Balra amfibol mikroszondával készített visszaszórt elektronképe (BSE)

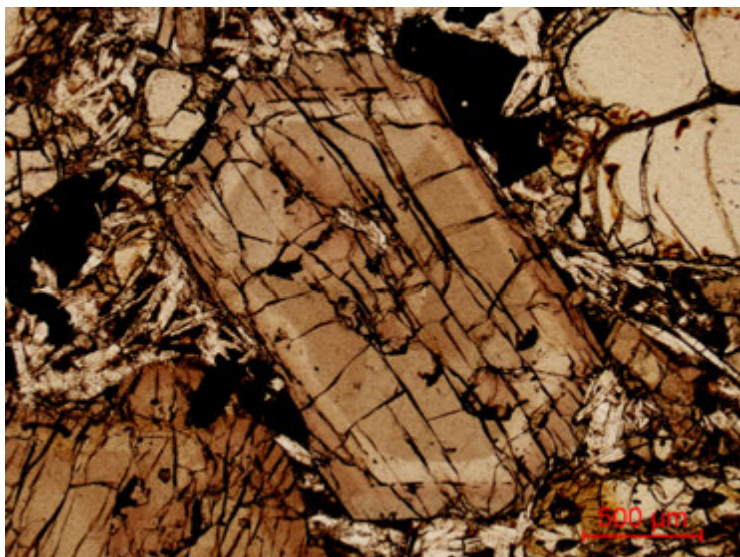


II.17. ábra – Calvin Miller és munkatársai által cirkonokra kidolgozott, genetikai alapú osztályozás.

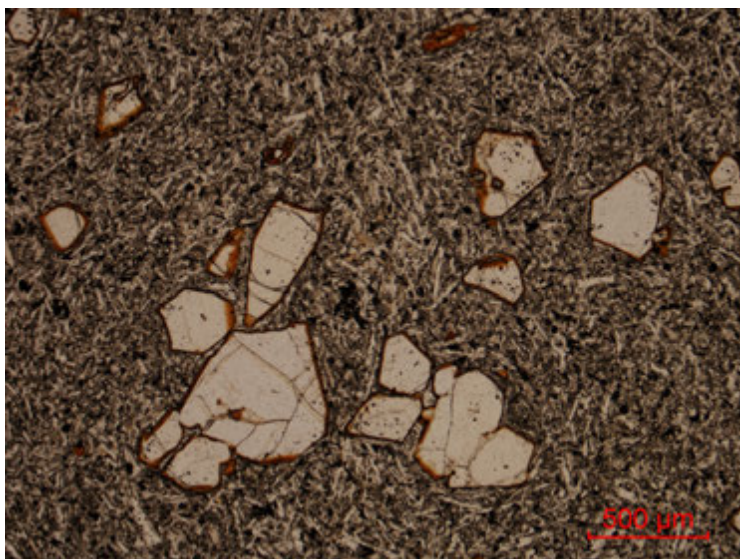
Az ásványokat **alakjuk szerint izometrikus** (a tér mindhárom irányában közel azonos kifejlődésű), **tűs** (egyik irányban az ásvány megnyúlása 10-100-szorosa a másik két, közel azonos kiterjedésű iránynak), **oszlopos-prizmás** (két, közel azonos kiterjedésű irányra merőlegesen a harmadik irányban az ásvány megnyúlása az előzőek mintegy 4-10-szerese), **táblás** (két közel azonos kiterjedésű irányra merőlegesen a harmadik irányban az ásvány kiterjedése 1/4-1/10-e az előzőeknek), **pikkelyes-lemezes** (az ásvány az egyik irányban mintegy 10-100-szor kisebb kiterjedésű, mint a rá merőleges két irányban, amelyek kiterjedése közel azonos; gyakorlatilag ezek közel kétdimenziós kiterjedésű ásványoknak tekinthetők) megnevezéssel illelhetjük.

A **kristályok, kristálylapok kifejlődése** alapján a kőzetalkotó ásványokat az alábbi három csoportra oszthatjuk:

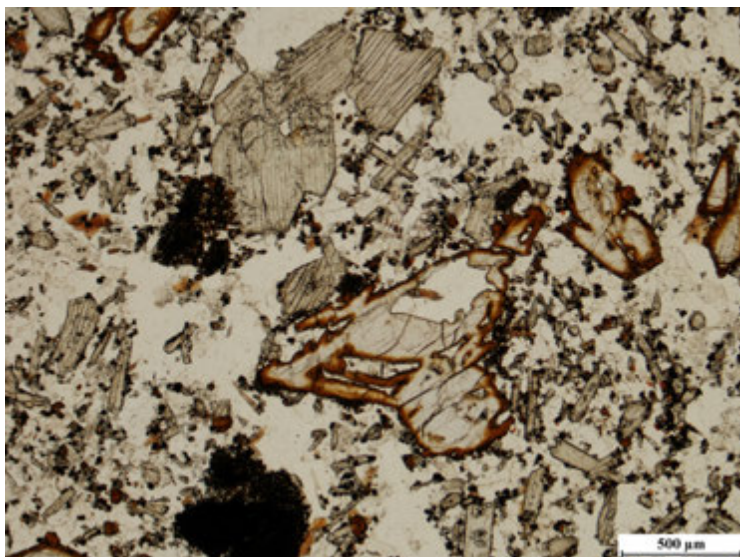
- 1, **Idiomorf** (euhedrális) vagy **sajátalakú** kristályok a saját, belső szerkezetüknek megfelelő kristályformájukat mutatják, illetve csak saját kristálylapokkal határolt ásványok.
- 2, **Hipidiomorf** (szubhedrális) vagy **félíg sajátalakú** kristályok csak részben mutatják saját kristályformájukat, egyrészt saját kristálylapokkal rendelkeznek, másrészt a szomszédos ásványok alakjához idomult felületekkel határoltak.
- 3, **Xenomorf** (anhedrális) vagy **nem sajátalakú** kristályok felületét a szomszédos kristályok alakja határozza meg, vagyis a xenomorf kristályok legtöbbször a maradék teret töltik ki.



II.18. ábra – Idiomorf klinopiroxén kristály a mecseki ankaramitban. Egy nikolos mikroszkópos kép.



II.19. ábra – Hipidiomorf olivin kristályok a ság-hegyi bazaltban. Egy nikolos mikroszkópos kép.



II.20. ábra – Xenomorf olivin kristályok a bárri leucitiben. Egy nikolos mikroszkópos kép.

II.3. Magmás kőzetek elnevezése, osztályozása

II.3.1. Magmás kőzetek nagyobb csoportokba sorolása

A magmás kőzetek elnevezése, osztályozása hagyományosan a petrográfiai megfigyeléseken és a kémiai összetételén alapul. A petrográfiai alapon történő elnevezés lehet pusztán kvalitatív megfigyelésen alapuló, de a pontosabb besoroláshoz mennyiségi, azaz kvantitatív elemzés szükséges. A kvalitatív jellemzés az alapanyag kristályok (nem a fenokristályok!) szabad szemmel is megfigyelhető méretén, a felzikus és mafikus ásványok viszonylagos mennyiségén alapul:



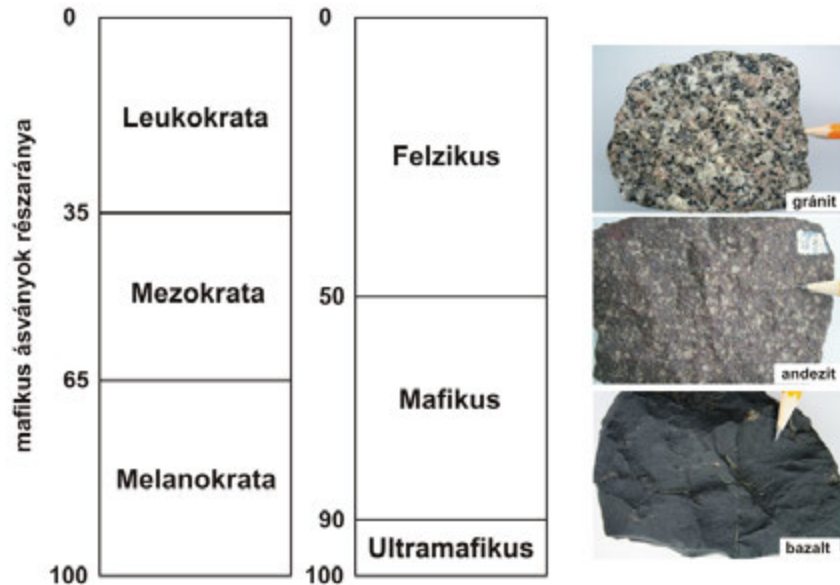
II.21. ábra – Magmás kőzetek szemcseméret szerinti osztályozása

További kvalitatív megfigyelés a kőzetalkotó ásványok két nagyobb csoportjának (mafikus, illetve felzikus) viszonylagos mennyisége. A magmás kőzetekben a lényeges elegyrészeket megjelenésük és összetételük alapján két csoportra különítjük el:

1, Szintelen (szálikus, felzikus) elegyrészek, amelyek Fe, Mg és Ti mentesek vagy ezeket az elemeket csak nagyon kis mennyiségben tartalmazzák; ennél fogva nincs vagy csak nagyon halvány a saját színük. Áttetszőek vagy átlátszóak. Ebbe a csoportba tartoznak a földpátok, földpátpótlók és a kvarc.

2, Színes (mafikus) elegyrészek, amelyek Fe, Mg és esetleg Ti-tartalva számottevő. Ennek következtében színük sötét, elsősorban fekete vagy zöld, az olivin kivételével nem vagy csak nagyon kevésbé áttetszőek. Ide tartozik az olivin, piroxén, amfibol, biotit és az opakásványok (pl. Fe-Ti oxidok).

A színindex (M') a színes (mafikus) ásványok teljes kőzethez viszonyított térfogatszázalékát jelenti. A színindex szempontjából azonban a modális összetételen alapuló rendszerezésnél (Streckeisen-rendszer) az M csoportba sorolt szintelen ásványok (muszkovit, apatit, kalcit) nem tartoznak a mafikus ásványok közé. A színindex alapján a kőzeteket négy csoportra osztjuk:



II.22. ábra – Magmás kőzetek színindex szerinti osztályozása

A kvalitatív megfigyelések nem adnak pontos besorolást, a magmás kőzetek elnevezéséhez mérhető, számszerűsítő tulajdonságok szükségesek. Ilyen a kőzet modális, azaz kimérhető ásványos összetétele és a teljes kőzet főelem kémiai összetétele.

Első megközelítésben a főelem kémiai összetétel alapján sorolhatjuk nagyobb csoportokba a magmás kőzeteket. Az egyik legrégebbi osztályozási szempont az SiO_2 -tartalom (ez nem összetévesztendő a kvarc-tartalommal, ebben az esetben a kémiai elemzés során meghatározott szilícium-dioxid koncentrációról van szó!), ami alapján 4 nagy csoport különíthető el:

| SiO ₂ -koncentráció (tömeg%) | | | | |
|---|---------|---------------------------|---------|----|
| 30 | 45 | 52 | 63 | 80 |
| ultrabázisos | bázisos | neutrális/ intermedier | savanyú | |

II.23. ábra – Magmás kőzetek osztályozása az SiO₂-tartalom alapján

Ezek a furcsának hangzó elnevezéseket feltehetően Elie de Beaumont használta először 1847-ben, amikor úgy gondolták, hogy a szilícium-dioxid tartalmat 'kovasav' tartalomként írták le. Így, amelyik kőzet jelentős SiO₂-t tartalmazott, azaz nagy 'kovasav' tartalma volt, azt savanyúnak nevezték el, aminek az ellenpárja a bázisos, így ezzel a jelzővel illették a kis SiO₂-tartalmú magmás kőzeteket. Bár a 'kovasav' elnevezés nyilvánvalóan nem helyes, mégis ezek a jelzők mélyen beivódtak a magmás kőzetek felosztásába és így a mai napig általánosan használt. Sokan azonban ehelyett inkább az ultramafikus-mafikus-felzikus elnevezéseket használják, ami közé megtartják az intermedier nevet is. Fontos látnunk azonban, hogy az egyik a színindexen alapul, a másik a kémiai összetételen, ezért pl. a bázisos és mafikus, vagy az ultrabázisos és ultramafikus elnevezések nem szinonimák.

A négy fő magmás kőzetcsoportra a következők jellemzők:

Ultrabázisos kőzetek: SiO₂ <45%. Uralkodó elemek az Mg, Fe és Ti. Kőzetalkotó ásványai a színes szilikátok (olivin, piroxén, amfibol, esetleg csillám) és a gyakran jelentős mennyiségű opakásványok (Fe-Ti oxidok). Az ebbe a csoportba tartozó kőzetek színe sötét, sűrűsége igen nagy.

Bázisos kőzetek: SiO₂ = 45-52%. Jelentős mennyiségben van jelen az Fe, azonban a Mg mennyisége jelentősen csökken. Ezzel együtt az Al- és a Ca-tartalom az ultrabázisos kőzetekhez képest nagyobb. Kőzetalkotó ásványaik között, ennek megfelelően, megjelenik a Ca-gazdag plagioklász, a színes elegyrészek közül elsősorban piroxén és olivin fordul elő, a kőzetek ritkán amfibolt is tartalmazhatnak. Általában sötét színűek, sűrűségük nagy.

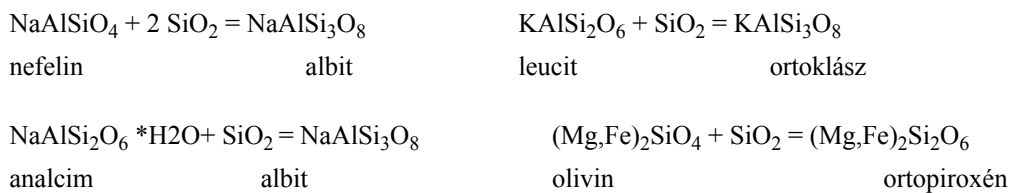
Neutrális/intermedier kőzetek: SiO₂ = 52-63%. A bázisos kőzetekhez viszonyítva csökken a Mg, Fe, Ca jelentősége, ugyanakkor az Al-tartalom nagyobb. Lényeges elemmé válik a Na, és részben a K-tartalom. Lényeges elegyrészeik a Ca-Na plagioklász, egyes típusokban a káliföldpát. A színes elegyrészek közül elsősorban amfibol fordul elő, de megtalálható a piroxén és a biotit is. A kőzetek sűrűsége közepes, színe általában közepesen sötét.

Savanyú kőzetek: SiO₂ >63%. Az Mg, Fe, és a Ca tartalom alapvetően kicsi, uralkodó elemeik a Na, K, és Al (természetesen az Si mellett). A kőzet lényeges elegyrészei a kvarc, a káliföldpát, a Na-gazdag plagioklász, a biotit és az amfibol. A kőzetek világosak, sűrűségük kicsi.

További csoportosítási lehetőség egyes ásványok jelenléte, ami párosulhat a kémiai összetétel jellemzőivel is. Azokat a magmás kőzeteket, amelyekben a mafikus ásványokat alkáli piroxének (egirinaugit, egirin) és/vagy alkáli amfibolok (arfvedsonit, riebeckit) alkotják, a felzikus elegyrészek pedig Na- és/vagy K-gazdag ásványok (káliföldpát vagy földpátpótlók) **alkáli magmás kőzeteknek** nevezzük. Ezeket a kőzeteket részben az ásványos összetétel, részben a főelem kémiai összetétel alapján, a szilícium-telítettség szerint bontjuk további csoportokra. Fontos hangsúlyozni, hogy a Si-telítettség nem azonos a kőzet SiO₂-tartalommal. A fonolit SiO₂ koncentrációja például 58-60 tömeg% is lehet, mégis Si-telítetlen kőzet, mivel igen magas az alkália-tartalma és a kőzetben földpátpótlók fordulnak elő. A Si-telítettség tehát azt jelenti, hogy van-e elegendő SiO₂-tartalom telített ásványok, pl. földpátok vagy éppen ortopiroxén kristályosodására. Amennyiben nincs, akkor ezen ásványok helyett részben más ásványok jelennek meg, mint például az ortopiroxén helyett az olivin, a földpátok helyett a nefelin és leucit, azaz földpátpótlók. Ez utóbbi esetben Si-telítetlenségéről beszélünk.

SiO₂-re nézve telített ásványok azok, amelyek kristályosodásuk során nem képesek további SiO₂-t felvenni, és ezáltal új ásvánnyá alakulni. Akkor képződnek, ha a magma képződésükhöz megfelelő mennyiségű vagy többlet SiO₂-vel rendelkeznek. Ez utóbbi esetben a magmából telített ásványok mellett kvarc is kristályosodik (pl. földpátok, piroxén, csillámok stb.)

SiO₂-re nézve telítetlen ásványok (nefelin, leucit, olivin, szodalitfélék, analcim stb.) olyan magmából képződnek, amelyben nincs elég SiO₂ ahhoz, hogy csak telített ásvány képződjön. Amennyiben kristályosodásuk során valamilyen okból kifolyólag a magma SiO₂-ben dúsul, annak felvételével - részben vagy egészben - telített ásvánnyá alakulnak. Pl.:



Mindezek alapján az alkáli magmás kőzeteket az alábbi három csoportra osztjuk:

- 1, **Si-telítetlen alkáli kőzetek** azok, amelyekben telítetlen ásvány van, az esetlegesen előforduló telített ásványok mellett. A fentiekből következik, hogy ezekben a kőzetekben elsődleges, magmából kikristályosodó kvarc nem lehet.
- 2, A **Si-telített alkáli kőzetek**ben csak telített ásványok vannak, nincs bennük sem telítetlen ásvány, sem elsődleges kvarc.
- 3, **Si-túltelített alkáli kőzetek** azok, amelyekben telített ásványok mellett elsődleges kvarc is előfordul telítetlen ásványok ezekben a kőzetekben nincsenek.

Ezt a besorolást a főelem geokémiai adatok alapján számszerűsíthetjük, illetve van olyan eset, amikor csak ezekből az adatokból következtethetünk a Si-telítettségre, mivel a magma nem teljesen kristályosodott ki és egy része kőzetüveggé szilárdult meg. Ekkor a főelem kémiai összetételből számított CIPW norma értékek alapján soroljuk be a csoportokba a magmás kőzetet:

- 1, Si-telítetlen alkáli kőzet: normatív nefelint és/vagy leucitot tartalmaz
- 2, Si-telített alkáli kőzet: nem tartalmaz sem normatív nefelint és/vagy leucitot, sem normatív kvarcot.
- 3, Si-túltelített alkáli kőzet: normatív kvarcot tartalmaz.

A szilíciumgazdag kőzetek (pl. gránitok, riolitok) esetében az alumínium-tartalomnak is jelentős szerepe van, így ezek esetében a következő, alapvetően főelem kémiai összetételen alapuló Al-telítettségi csoportokat különítenek el: peralumíniumos, metalumíniumos, peralkáli. A felosztás alapja az $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ arány, ahol az egyes oxidok nem tömeg%-os, hanem moláris (molszázalék) mennyiségben vannak kifejezve. Az egyes csoportok meghatározása a következő:

Peralumíniumos: viszonylag Al-gazdag (Al-túltelített) kőzetek: $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ arány > 1 ; a földpátok és a földpátpótlók, mint fő Al-tartalmú ásványok mellett a kőzetben Al-gazdag színes elegyrészek, illetve akcesszóriák fordulnak elő: muszkovit, Al-gazdag biotit, esetenként kordierit, szillimanit, andaluzit, ritkán korund, topáz, turmalin, almandin-spessartin gránát

Metalumíniumos: Al-ban viszonylag szegény (Al-telítetlen kőzetek), azaz $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ arány < 1 , azonban az $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$ arány > 1 , vagyis alkáliákban is viszonylag szegény kőzetek. Az Al-t a színes elegyrészek közül a hornblende tartalmazza, a biotit Al-szegény. Gyakori a titanit.

Peralkáli: Al-ban viszonylag szegény, (Al-telítetlen kőzetek), azaz $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ arány < 1 , azonban az $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$ arány < 1 , vagyis alkáliákban viszonylag gazdag kőzetek. Az Al-tartalmú ásványok a földpátok és földpátpótlók mellett alkáli színes elegyrészek, vagyis alkáli piroxén (egirin), alkáli amfibol (pl. riebeckit, richterit, enigmatit) fordulnak elő a kőzetben.

A magmás kőzetek nagyvonalú kémiai felosztásában fontos megjegyeznünk, hogy bár sokan használják a mészkáli és tholeiites jelzőt, ezek nem kőzetcsoport kategóriák, hanem magma differenciációs trendek. Ezért nem javasolt ezeknek a jelzőknek a használata magmás kőzetek csoportjainak elkülönítésében.

A magmás kőzetek pontos nevét kétféle módszerrel adhatjuk meg. A mélységi magmás kőzeteket a mikroszkópos vizsgálat modális ásványösszetétel meghatározása alapján osztályozzuk. Az ásványok viszonylagos mennyiségét – pontszámlálás – eljárással határozzuk meg. A vulkáni kőzetek esetében ez a módszer nem ad pontos eredményt, mivel e kőzetek alapanyagának ásványai sok esetben még mikroszkóp használatával sem ismerhetők fel, sőt számos esetben az alapanyagot kőzetüveg alkotja. Ebben az esetben a kőzet teljes főelem összetételén, ezen belül is az SiO_2 , illetve az összkáli, azaz az Na_2O+K_2O tartalom alapján történik az elnevezés.

II.3.2. Mélységi magmás kőzetek osztályozása és elnevezése: a Streckeisen-féle módszer

1976-ban, majd 1978-ban Albert Streckeisen dolgozta ki és publikálta a magmás kőzetekre a ma általánosan elfogadott és használatos rendszert. A rendszert mélységi kőzetekre dolgozta ki, de - egyes nagy kőzetüvegtartalmú vagy nagyon finomszemcsés kőzeteket kivéve - vulkáni kőzetekre is használható. A rendszer a kőzetek modális ásványos összetételén alapul (vagyis a kőzetalkotó ásványok térfogatszázalékos eloszlásán).

A kőzetek osztályozása során a kőzetalkotó ásványokat az alábbi öt csoportba osztjuk:

Q = kvarc, tridimit, krisztobalit

A = alkáli földpátok: káliföldpátok (ortoklász, mikroklin, szanidin, anortoklász), albit (maximum 5% anortit tartalomig)

P = plagioklász (anortit tartalom 5-100%; oligoklász, andezin, labradorit, bytownit, anortit), szkapolit

F = földpátpótlók (foidok): nefelin, leucit, szodalitscsoport ásványai, analcim, kankrinit, káliszilít

M = színes (mafikus) elegyrészek: olivin, piroxén, amfibol, csillámok, opak-ásványok (pl.: magnetit, ilmenit, kromit, pirit stb.), akcesszóriák (pl.: cirkon, apatit, turmalin, gránát, stb), melilit, elsődleges karbonátok

A Q, A, P és F csoportba tartozó ásványok a szintelen (szálikus, felzikus), az M csoportba tartozók a színes (mafikus) elegyrészek továbbá az akcesszóriák és az oxid ásványok (opak elegyrészek), jóllehet ez utóbbiak között vannak átlátszó ásványok is (pl muszkovit, apatit, kalcit), de a modális elemzés szempontjából ezeket az M-csoportba sorolják.

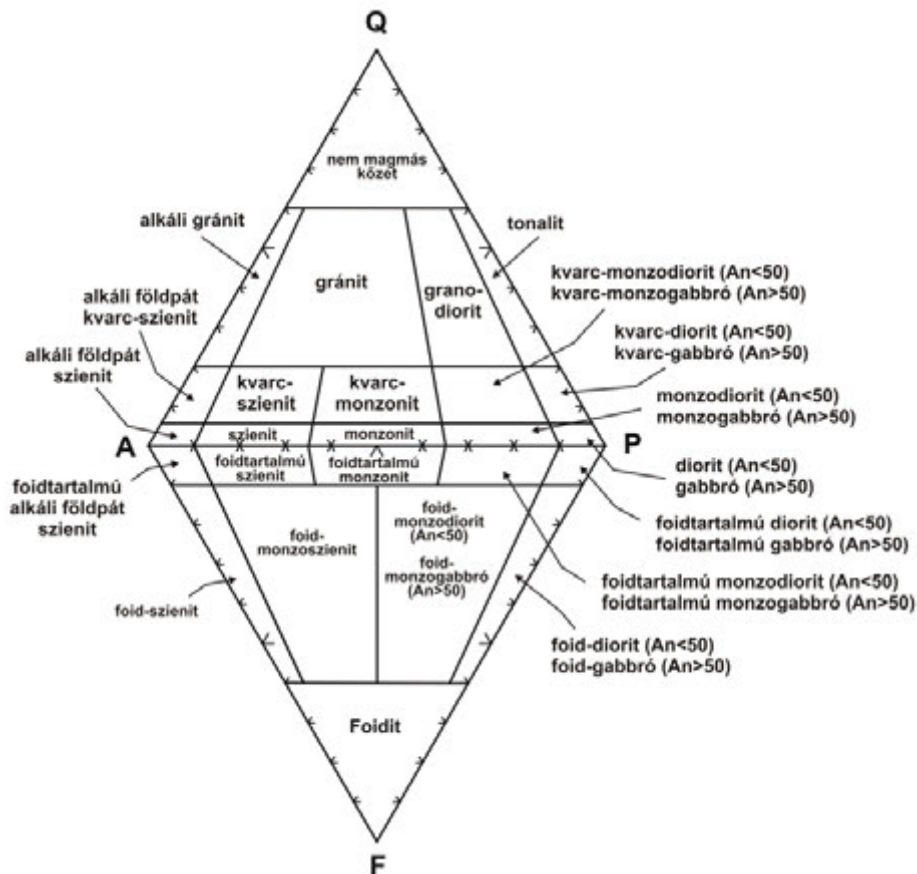
A Q és az F csoport ásványai egyidejűleg nem fordulhatnak elő ugyanabban a magmás kőzetben elsődleges (primer) képződési módon, mert az olvadéban a többlet SiO₂ a földpátpótlóval reakcióba lép és földpátot hoz létre. Ezért egyféle magmás kőzetben maximálisan három csoport ásványai fordulhatnak csak elő.

A kőzetek Streckeisen rendszerben elfoglalt helyét a szintelen elegyrészek szabják meg, ha M<90 térfogatszázalék, és a színes elegyrészek alapján osztályozunk, ha M=90-100 térfogatszázalék.

A kőzettípus pontos elhelyezése a Streckeisen rendszerben modális összetételük alapján csak petrográfiai mikroszkópos módszerrel történő vizsgálattal lehetséges (a vulkáni kőzetek esetében még ott sem mindig). A szabad szemmel történő makroszkópos kőzethatározás lehetőségei korlátozottak a mikroszkópos és műszeres vizsgálatokhoz viszonyítva, ezért ebben az esetben a Streckeisen rendszer egyszerűsített (több csoportot összevonó) változatát használjuk.

II.3.2.1. A kőzetek osztályozása M<90 esetén

Amennyiben M<90, a szintelen elegyrészek alapján osztályozzuk a kőzeteket. Az osztályozást a QAPF, alaplapjukkal egymással szembefordított egyenlő oldalú kettős háromszög diagramban végezzük. A mafikus alkotók térfogatszázalékos mennyiségének levonása után, a maradék szintelen elegyrészeket 100%-ra átszámolva helyezzük el az egyes kőzetek pontjait a kettős QAPF háromszögdiagramban.



II.24. ábra – Mélységi magmás kőzetek osztályozására szolgáló Streckeisen diagram.

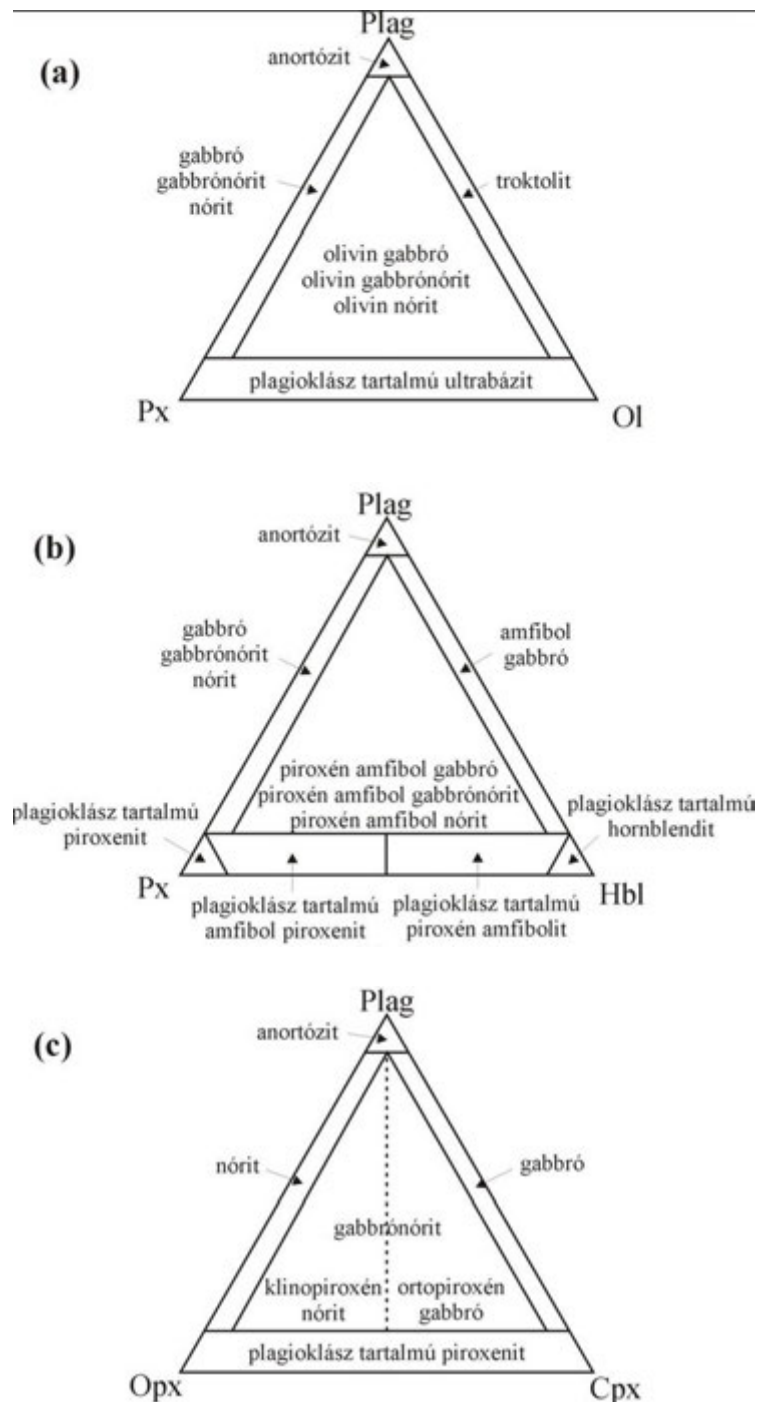
Egyes magmás kőzetek esetében – pl. diorit és gabbró elkülönítésében – a plagioklászok An (anortit)-tartalmát használjuk. A dioritban a plagioklász összetétele Na-ban gazdagabb (An<50 mol%), a tipikus színes elegyrészek

az amfibol vagy biotit, esetenként piroxén. A gabbróban a plagioklász összetétele Ca-ban gazdag ($An > 50$ mol%), a tipikus színes elegyrészek a piroxén, olivin és az amfibol. További megjegyzések: Az alkáli gránit, alkáli szienit mezőben akkor használjuk ezeket az elnevezéseket, amennyiben azok színes elegyrészként alkálipiroxént (egirin, egirinaugit) és/vagy alkáliamfibolt (pl. Riebeckit, arfvedsonit, barkevikit stb.) tartalmaznak. Más esetben alkáliföldpát gránit, illetve alkáliföldpát szienit a helyes elnevezés. Az anortózit több mint 90%-ban plagioklászból álló kőzet (vagyis a diorit-gabbró csoportba sorolható az ábra alapján). A plagioklász összetétele a földi anortózitokban általában bytownittól oligoklászig terjedhet, általában labradoritos összetételű, tehát nem anortit (a holdi anortózitban a plagioklász összetétele legtöbbször anortitos-bytownitos). A földi csoportban az egyes kőzetek elnevezése az uralkodó földpátpótló és az olivin tartalom alapján történik. A földi csoportban az uralkodó alkálifém alapján Na-s (nefelinolit) és K-os (leucitolit) csoportot különíthetünk el, emellett a színindex eltérése alapján mindkét csoportba 3-3 kőzettípus sorolható:

Nefelinolit: urtit ($M < 30\%$), ijolit ($M = 30-70\%$), melteigit ($M > 70\%$)

Leucitolit: italit ($M < 30\%$), fergusit ($M = 30-70\%$), missourit ($M > 70\%$)

A gabbroidális kőzetek további osztályozását az alábbi háromszögdiagramok mutatják:

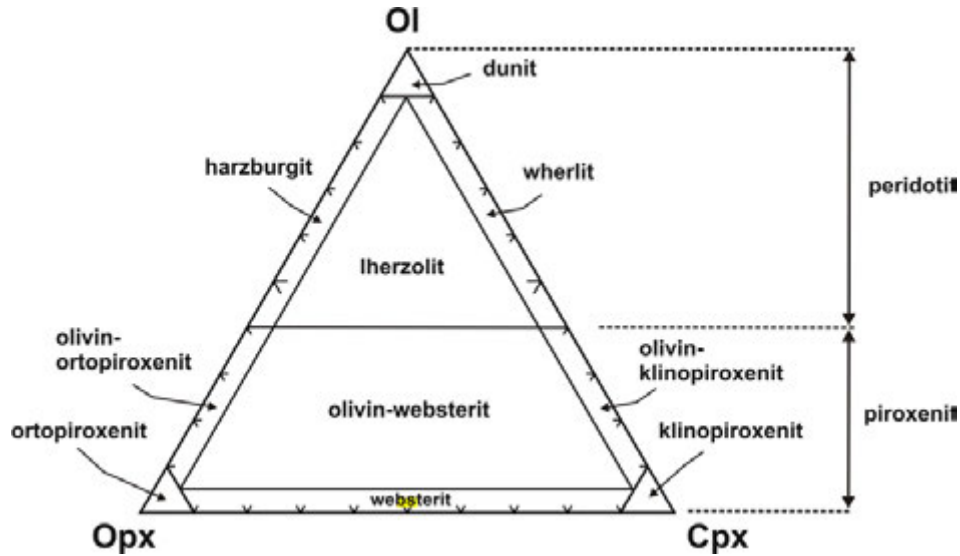


II.25. ábra – Gabbroidális kőzetek további osztályozása ásványos elegyrészeik (plagioklász - Plag, piroxén - Px, olivin - Ol, hornblende – Hbl, ortopiroxén – Opx, klinopiroxén – Cpx) viszonylagos mennyisége alapján.

II.3.2.2. A kőzetek osztályozása M=90-100 esetén

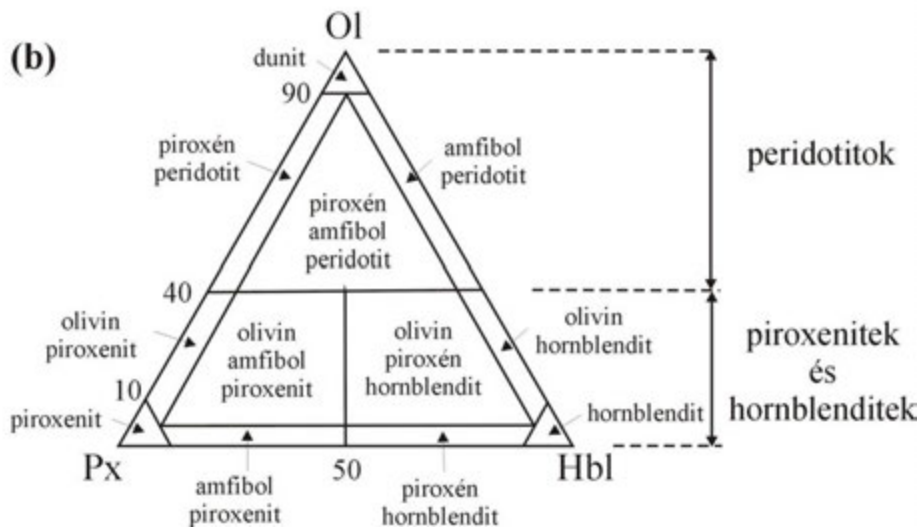
Amennyiben M=90-100 közé esik, a színes elegyrészek alapján osztályozunk. Ezek a kőzetek az ultrabázitok (ultramafitok). Leggyakoribb ásványaik az olivin, piroxén és az amfibol (hornblende). Ennek megfelelően két háromszögdiagramot (olivin-ortopiroxén-klinopiroxén, olivin-piroxén-amfibol) használunk. Általában peridotitnak nevezzük mindazokat a kőzeteket, amelyben az olivin több mint 40 tf%, és piroxenitnek illetve hornblenditnek azokat a kőzeteket, amelyekben az olivin kevesebb, mint 40 tf%, valamint vagy a piroxén vagy az amfibol uralkodó mennyiségű. A peridotitokat tovább osztályozhatjuk az olivin mennyisége illetve a piroxén fajtája alapján: dunit

(olivintartalom > 90%, vagyis tisztán olivinperidotit), illetve harzburgit (olivin+ortopiroxén), lherzolit (olivin+ortopiroxén+klinopiroxén), wehrilit (olivin+klinopiroxén). A piroxeniteket szintén a piroxén fajtája szerint osztályozhatjuk: ortopiroxénit (ortopiroxén), websterit (ortopiroxén+klinopiroxén) és klinopiroxénit (klinopiroxén). Amennyiben az olivintartalom nem éri el a 40 tf%-ot, olivin ortopiroxénit, olivin websterit, olivin klinopiroxénit elnevezést kell alkalmaznunk. Ha a kőzet gránátot vagy spinellt tartalmaz, és ezek mennyisége kevesebb, mint 5%, akkor a kőzet elnevezése pl. gránát-tartalmú peridotit. Amennyiben a fenti ásványok kőzetben előforduló mennyisége 5% fölötti, a kőzet elnevezése pl. gránát-peridotit. A spinell a peridotitokban általában Cr-gazdag, leggyakrabban kromit. Az ilyen Cr-gazdag peridotitokban a piroxén is Cr-gazdag, általában Cr-diopszid. Amennyiben az opakásványok mennyisége több, mint 5%, a kőzetet ércperidotitnak nevezzük. Az uralkodóan amfibolból (hornblende) álló kőzeteket hornblenditnek nevezzük. Végezetül ritkán előfordulhat csillámtartalmú ultrabázit is (a csillám általában flogopit), a kőzet neve kimberlit (a gyémánt anyaköze).



II.26. ábra – Ultramafikus kőzetek osztályozása az olivin, ortopiroxén és klinopiroxén viszonylagos mennyisége alapján.

Amennyiben a kőzet hornblendét is számottevő mennyiségben tartalmaz, akkor az osztályozásra az alábbi háromszögdiagramot használjuk:



II.27. ábra – Hornblende-tartalmú ultramafikus kőzetek osztályozása az olivin, piroxének és hornblende viszonylagos mennyisége alapján.

II.3.2.3. Karbonátitok osztályozása

A karbonátitok olyan kőzetek, amelyek több mint 50%-ban magmából kivált, primer karbonátásványokat tartalmaznak. Mélységi és vulkáni körülmények között egyaránt keletkezhetnek. A legtöbb karbonátit lemezen belüli magmatizmushoz kapcsolódik, általában bázisos-ultrabázisos alkáli kőzetek komplexumaihoz kötődően vulkáni csatornakitöltések, tömzsök, dike-ok és néha lávaömlések formájában. Leginkább földpáttartalmú, melilites kőzetekkel, kimberlitekkel együtt fordulnak elő. Erősen differenciálódott, köpeny eredetű olvadékból képződnek, amelyben a Mg és a Ca erősen feldúsult. A karbonátitokban általában sajátalakú fenokristályok találhatók, a karbonátitostek szegélye gyors lehűléssel kapcsolatos hirtelen megdermedésről tanúskodik, gyakran hólyagüregesek. Legismertebb előfordulási helyük a Kelet-Afrikai Árok rendszerben van.

A karbonátitok osztályozása:

Kalcit karbonátit: a karbonát uralkodóan kalcit.

Sővit: durva szemcsés

Alvikit: közép-finomszemcsés

Dolomitkarbonátit (beforsit): a karbonát uralkodóan dolomit.

Ferrokarbonátit: Elsősorban vasgazdag karbonátásványokból áll.

Nátrokarbonátit: Lényeges elegyrészei a Na-K-Ca karbonátásványok. (Nagyon ritka kőzet.)

A karbonátitokban a karbonátásványokon kívül az alábbi ásványok gyakoriak: Nb-gazdag piroklór, F-apatit, alkáli amfibolok (riebeckit, arfvedsonit), diopszid, egirin, egirin-augit, albit, biotit vagy flogopit, olivin, fluorit, opakásványok (elsősorban magnetit).

Amennyiben a primer karbonát mennyisége 10% alatt van, akkor a kőzet elnevezése során a "karbonátásvány-tartalmú" előtagot kell használni (pl. dolomittartalmú peridotit, kalcittartalmú ijolit). Ha a karbonáttartalom 10-50% közötti, akkor karbonátos kőzetről (pl. karbonátos ijolit) beszélünk.

II.3.2.4. Melilites magmatitok osztályozása

Melilites magmás kőzeteknek nevezzük azokat a magmás kőzeteket, amelyekben a melilitartalom több, mint 10%. Ezek a kőzetek a legkisebb Si-tartalmú magmás kőzetek, az SiO₂-tartalom esetenként 30% alatti. Képződésük mind kontinentális-, mind óceáni lemezen belüli területeken törénik. Legismertebbek előfordulásuk a Kelet-Afrikai Árok rendszerben van, de például a Hawaii-szigeteken is megtalálhatóak. Leggyakrabban nefelinittel, kimberlittel, alnóittal (lamprofir-változat), és nefelin-, káliszilit- vagy leucittartalmú alkáli magmás kőzetekkel együtt fordulnak elő.

A melilites magmatitok osztályozása:

Ultrabázisos melilites kőzetek: Ezekben a mafikus elegyrészek mennyisége több, mint 90%. A meliliten kívül elsősorban olivint és/vagy klinopiroxént tartalmaznak lényeges elegyrészként. Ha az olivintartalom 10% fölötti, akkor előtagként szerepel a kőzet neve előtt (pl. olivin melilitit).

Leggyakoribb akcessóriák: biotit vagy flogopit, apatit, perovszkit, kalcit, Fe-Ti-oxidok. A Na-gazdag változatok nefelint, a K-gazdag változatok leucitot vagy káliszilit is tartalmaznak kis mennyiségben. Az ultrabázisos melilites kőzetek sohasem tartalmaznak földpátot.

Melilitit: vulkáni változat

Melilitolit: mélységi változat

Nemultrabázisos melilites kőzetek: Ezekben a mafikus elegyrészek mennyisége 90%-nál kevesebb. Elnevezésük pl. melilit-nefelinit, melilit-ijolit, stb.

Azokat a kőzeteket, amelyben a melilit tartalom 10%-nál kevesebb, "melilit-tartalmú" előtaggal kell ellátni, pl. melilit-tartalmú nefelinit.

II.3.2.5. Lamprofírok osztályozása

A lamprofír uralkodóan sötét szilikátokból (csillámból, amfibolból, piroxénből, olivinből) álló bázisos, ultrabázisos összetételű, főleg telérrajokban megjelenő kőzet. Lávája, intrúziója, piroklasztitja ritka, azonban breccásodva vafőgy breccásodott környezetben előfordulhat. Makroszkóposan az egyes típusai nem, vagy csak nehezen különíthetők el egymástól, a pontos meghatározás csak polarizációs mikroszkóppal lehetséges.

Szöveve kristályos szemcsés, azon belül pánidiomorf szemcsés, a színes szilikátok (csillám, amfibol, piroxén) általában két generációs, ekkor a kőzetalkotó ásványok kétféle nagyságrendben jelennek meg, vagyis általában porfíros szövetű.

Az ásványos összetétele változatos, de elsősorban víztartalmú kőzetalkotó ásványokat tartalmaz, ezek közül a csillám biotit vagy flogopit, az amfibol általában alkáli (barkevikit, kaersutit), de lehet közönséges hornblende is. A pirovének közül a Ti-augit mellett alkáli pirocén (egirin, egirinaugit) fordulhat elő. Az olivin – amennyiben megjelenik - nagyméretű fenokristályként található, és általában erőteljesen átalakult (kloritosodás, szerpentesedés, karbonátosodás). Az alapanyagban a fenti elegyrészekon kívül előfordulhatnak karbonátásványok, apatit, oxid(opak)ásványok, klorit, szerpentin, zeolit, agyagásvány, egyes ritka változatokban melilit, perovszkit, esetenként kőzetüveg.

A lamprofírok egyik jellegzetessége az ocellum. Ez elsősorban világos kőzetalkotó elegyrészeket tartalmazó, makroszkóposan is felismerhető méretű, szem alakú kerekded ásványaggregátum. Anyaga alapján két változatát különíthetjük el

a, szilikátos (földpát, földpátpótló, kőzetüveg, zeolit)

b, karbonátos

A lamprofíroknak többféle csoportosítása, osztályozása ismert, ezek közül Streckeisen (1980) rendszerében három fő csoportot különített el (ld. QAPF diagram)

- Mészalkáli lamprofír

- Alkáli lamprofír

- Melilites lamprofír

Mészalkáli lamprofírok:

M=35-50, telített vagy túltelített, SiO₂ tartalom 50-54%. Általában posztorogén gránithoz és diorithoz kapcsolódik

Minett: alkáli földpát > plagioklász, biotit, Mg-gazdag piroxén, (±olivin, ±kvarc)

Kerzantit: plagioklász > alkáli földpát, biotit, Mg-gazdag piroxén, (±olivin, ±kvarc)

Vogézit: alkáli földpát > plagioklász, hornblende, Mg-gazdag piroxén, (±olivin, ±kvarc)

Spessartit: plagioklász > alkáli földpát, hornblende, Mg-gazdag piroxén, (±olivin, ±kvarc)

Alkáli lamprofírok:

M>40, telítetlen, SiO₂ tartalom 38-42%, jelentős (~10%) illótartalmú. Ocellumok gyakoriak. Elsősorban kontinentális alkáli komplexumokhoz kapcsolódik, ritkán óceáni szigeteken is előfordul

Kamptonit: plagioklász > alkáli földpát, kevés földpátpótló, alkáliamfibol vagy oxiamfibol, (olivin, Ti-augit, biotit)

Sannait: alkáli földpát > plagioklász, kevés földpátpótló, alkáliamfibol vagy oxiamfibol, (olivin, Ti-augit, biotit)

Monchiquit: plagioklász > alkáli földpát, kevés földpátpótló, alkáliamfibol vagy oxiamfibol, (olivin, Ti-augit, biotit), Összetétele hasonló a kamptonit-hoz, a különbség az alapanyagban van, ugyanis a monchiquit alapanyagában kőzetüveg és/vagy földpátpótló (nefelin, analcim, ritkábban szodalit-félék, leucit) jelenik meg.

Melilites lamprofirok:

M>70, telítetlen, SiO₂ tartalom 25-35%. Alkáli komplexumokhoz vagy karbonatitokhoz kapcsolódik

Polzenit: fenokristály: melilit, biotit, olivin; az alapanyagban az előbbieken kívül földpátpótló (nefelin, szodalitfélék), alkáliamfibol

Alnöit: fenokristály: biotit vagy flogopit, ±olivin; az alapanyagban biotit, melilit, karbonát, piroxén, gránát, kromit, apatit, alkáliamfibol

Az alábbi táblázat összesítve mutatja a lamprofirok nevezékatanát:

Lamprofirok osztályozása

| felzikus ásvány | | uralkodó mafikus ásvány | | | |
|--------------------|---------------|---------------------------------------|---|---|--|
| földpát | földpátpótló | biotit, diopszidos augit (+/- olivin) | hornblende, diopszidos augit (+/- olivin) | Na-Ti-amfibol, Ti-augit, olivin, biotit | melilit, biotit, +/-Ti-augit, +/-olivin, +/-kalcit |
| or>pl | - | minett | vogezit | | |
| pl>or | - | kerzantit | spessartit | | |
| or>pl | fp>fpp | | | sannait | |
| pl>or | fp>fpp | | | camptonit | |
| - | üveg vagy fpp | | | monchiquit | polzenit |
| - | - | | | | alnöit |
| Lamprofir csoport: | | Mészalkáli | | Alkáli | Melilites |

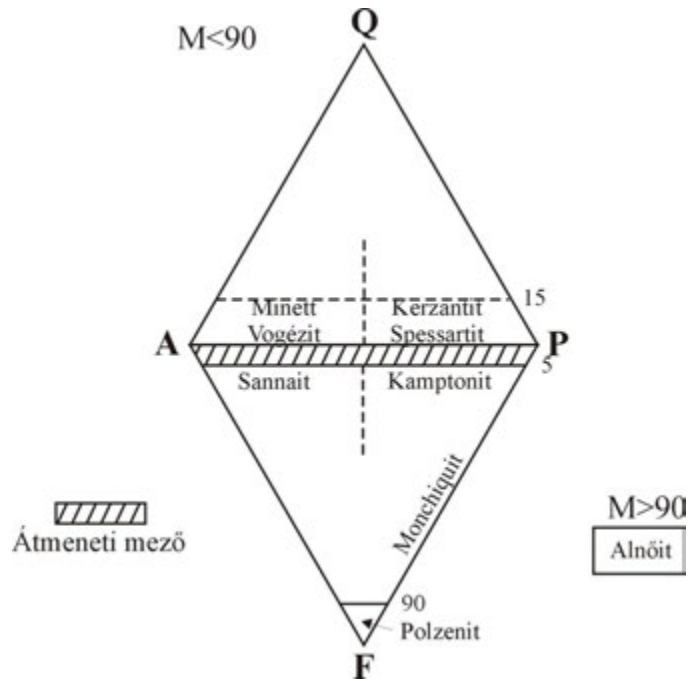
rövidítések:

or=ortoklász,

pl=plagioklász,

fp=földpát,

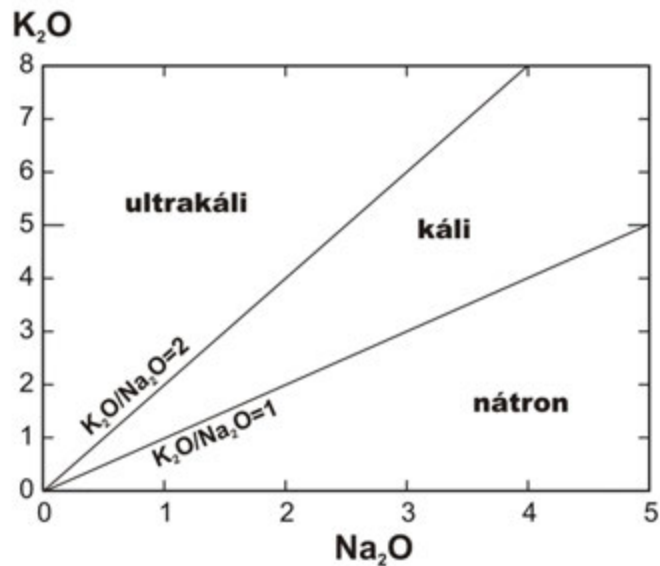
fpp=földpátpótló



II.28. ábra – Lamprofírok osztályozása a Streckeisen-féle QAPF diagram alapján.

II.3.2.6. Ultrakáli kőzetek

Egyes magmás kőzetek káliumtartalma akár jelentősen meghaladhatja a nátriumtartalmat. Amennyiben $K_2O/Na_2O > 2$, $K_2O > 3$ tömeg%, továbbá $MgO > 3$ tömeg%, akkor a magmás kőzetet ultrakáli kőzetnek nevezzük. Amennyiben a $K_2O/Na_2O = 1-2$, akkor a kőzet káli jellegű:



II.29. ábra – Ultrakáli és káli kőzetek besorolása a viszonylagos alkália tartalom alapján.

Az ultrakáli kőzetek osztályozását Foley és munkatársai alapján a következőkben adjuk meg:

Ultrakáli kőzetek nevezéktana

| | I | II | III |
|---------------------------------|---|--|--|
| | Lamproit | Kamafugit | Plagioleucitit |
| Főelem geokémiai jelleg: | Kis Al ₂ O ₃ , CaO, Na ₂ O Nagy K ₂ O/Al ₂ O ₃ Változó TiO ₂ extrém nagy K ₂ O/Na ₂ O | Kis Al ₂ O ₃ , Na ₂ O Nagy CaO Kis SiO ₂ (<45 t%) Változó K ₂ O/Al ₂ O ₃ | Nagy Al ₂ O ₃ Kis TiO ₂ |
| Nyomelemek | extrém inkompatibilis elem gazdagság gyakran negatív Sr-anomália | Nagy Nb, Ta, Zr nincs negatív Sr-anomália | Negatív anomális a következő elemekben: Ti, Nb, Ta, Zr, Ba |
| Illók | Nagy H ₂ O, kis CO ₂ Nagy F (0.2-0.6t%) | Nagy CO ₂ , nagy H ₂ O nagy-közepes F | közepes H ₂ O kis-közepes CO ₂ közepes F |
| Lemeztektonikai helyzet | kontinentális extenziós terület | kontinentális rift | kollíziós terület |

II.3.2.7. A magmás kőzetek elnevezésének további sajátosságai

A kőzetek szemcsemérete, specifikus modális ásványos összetétele vagy egyéb tulajdonságai alapján változatos jelzőket adhatunk ugyanahhoz az alapkőzetnévhez. Pl. riolit esetén gránátos riolit (ha gránátot tartalmaz), szferolitos riolit (jellegzetes szöveti típus esetén), barna, átalakult riolit (általános megjelenést leíró név), de utalhatunk a kőzet genetikájára is, pl. szubvulkáni andezit. Amennyiben egy kőzetnévben több ásvány is szerepel, azokat növekvő mennyiségi sorrendben illesztjük a kőzetnévhez, vagyis a kőzetnévhez közelebb annak az ásványnak a neve áll, amiből a kőzet többet tartalmaz. Pl. amfibol- biotitgránit név esetén a biotit mennyisége több, mint az amfibolé.

A valamilyen ásvány "**-tartalmú**" utótag használata magmás kőzetek esetén ásványtípusfüggő. Kvarc esetén ez az érték 5%, földpátpótló tartalom esetén 10% alatti mennyiség. Kőzetüveget tartalmazó kőzeteknél az alábbi elnevezéseket használjuk:

| | |
|--------------|--------------------------|
| üvegtartalmú | 0-20% kőzetüvegtartalom |
| üveggazdag | 20-50% kőzetüvegtartalom |
| üveges | 50-80% kőzetüvegtartalom |

80% kőzetüvegtartalom felett speciális kőzetneveket adunk (obszidián, szurokkő, stb.) Azoknál a kőzetüvegtartalmú vulkáni kőzeteknél, amelyeket a kémiai (normatív) összetétel alapján osztályozás alapján neveztünk el, a kőzetnév elé **hialo-** előtagot teszünk.

A **mikro-** előtagot abban az esetben használjuk, amennyiben a kőzet finomabb szemcsés, mint általában lenni szokott (pl.: mikrogránit). Egyedül a régóta használatos dolerit és diabáz (=mikrogabbró) a kivétel, ahol megengedettek a fent említett speciális nevek.

A **meta-** előtag akkor használatos, amikor a magmás kőzetet később metamorf hatás ért (pl.: metaandezit), de csak abban az esetben, amikor az eredeti magmás szövet még felismerhető, és az eredeti kőzet típusa még visszakövetkeztethető.

II.3.3. A kőzetek kémiai összetétel alapján történő osztályozása, a TAS diagram

A kőzetüveget illetve igen kisméretű kristályokat, kristálykezdeményeket tartalmazó vulkáni kőzeteknél a modális összetétel alapján alapuló osztályozás nem egyértelműen határozza meg a kőzet rendszerben elfoglalt helyzetét, hiszen

a kőzetüveg összetételét sem makroszkóposan, sem mikroszkóposan nem lehet meghatározni. Minél nagyobb a kőzetüveg mennyisége, annál pontatlanabb lesz az ásványos összetételen alapuló rendszerbe történő behelyezése egy kőzetnek. Ezért - elsősorban a vulkáni kőzetek esetében (de a mélységi kőzeteknél is használatos) - a kémiai összetételen alapuló rendszerezést is alkalmazunk. Számos módszer közül a legegyszerűbb és legelterjedtebb a TAS diagram, amely a kőzetek kémiai elemzése során kapott SiO₂ (a vízszintes tengelyen) és a K₂O+Na₂O (a függőleges tengelyen) tömegszázalékának függvényében osztályozza az egyes kőzettípusokat. Ábrázolni csak az üde kőzeteket adatait lehet felhasználni, vagyis amelyekben az illó mennyisége 5% alatt marad, és az elemzéseket az illók elhagyása után 100%-ra kell átszámolni, és az így kapott adatokat ábrázolni. Ez azt jelenti, hogy az elemzett főelem oxid adatokat meg kell szoroznunk 100/(Összes-LOI) értékkel. Példa száraz összetételre, 100%-ra való átszámolásra:

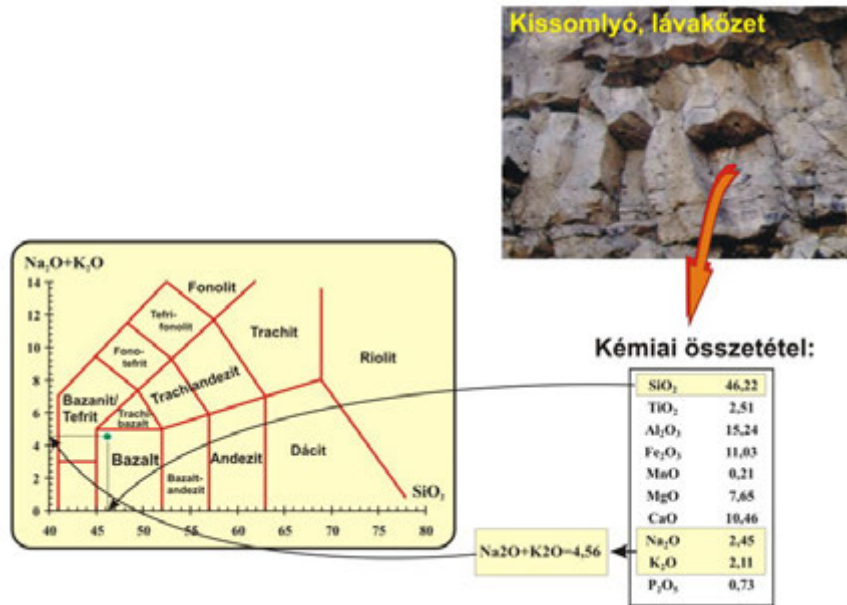
Elemzett adatok:

| | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO₂ | 63.35 | 59.16 | 62.75 | 67.41 | 62.91 |
| TiO₂ | 0.34 | 0.3 | 0.36 | 0.33 | 0.35 |
| Al₂O₃ | 17.04 | 14.25 | 16.12 | 16.14 | 16.29 |
| Fe₂O₃ | 2.44 | 3.09 | 2.95 | 2.39 | 2.94 |
| MnO | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 1.56 | 1.92 | 2.26 | 1.52 | 2.23 |
| CaO | 3.12 | 7.24 | 3.97 | 3.39 | 4.1 |
| Na₂O | 4.23 | 3.68 | 4.22 | 4.3 | 4.41 |
| K₂O | 2.87 | 3.02 | 3.13 | 3.58 | 3.03 |
| P₂O₅ | 0.12 | 0.16 | 0.18 | 0.13 | 0.17 |
| LOI | 4.1 | 6.3 | 3.2 | 0.3 | 2.7 |
| Összes: | 99.21 | 99.20 | 99.20 | 99.54 | 99.18 |

Illó-mentes összetételre, 100%-ra átszámolt összetétel:

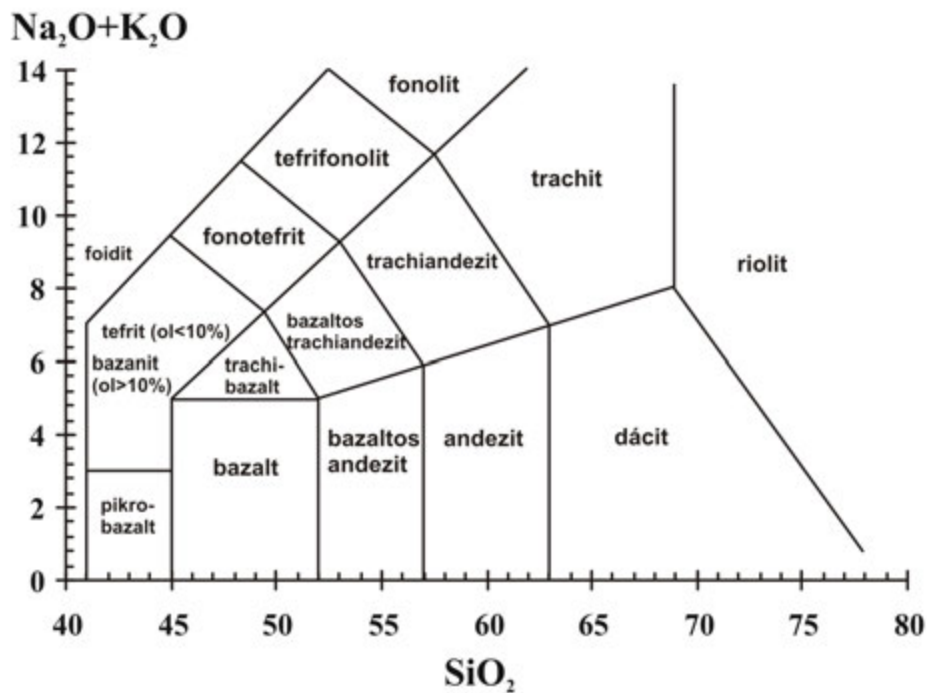
| | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO₂ | 66.61 | 63.68 | 65.36 | 67.93 | 65.21 |
| TiO₂ | 0.36 | 0.32 | 0.38 | 0.33 | 0.36 |
| Al₂O₃ | 17.92 | 15.34 | 16.79 | 16.26 | 16.88 |
| Fe₂O₃ | 2.57 | 3.33 | 3.07 | 2.41 | 3.05 |
| MnO | 0.04 | 0.09 | 0.06 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 1.64 | 2.07 | 2.35 | 1.53 | 2.31 |
| CaO | 3.28 | 7.79 | 4.14 | 3.42 | 4.25 |
| Na₂O | 4.45 | 3.96 | 4.4 | 4.33 | 4.57 |
| K₂O | 3.02 | 3.25 | 3.26 | 3.61 | 3.14 |
| P₂O₅ | 0.13 | 0.17 | 0.19 | 0.13 | 0.18 |
| Összes | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Az elemzési adatok ezután a következőképpen ábrázoljuk az SiO₂ vs. Összalkáli diagramon:



II.30. ábra – A vulkáni kőzetek osztályozása a TAS diagram segítségével

A következő ábra a nemzetközi geológiai unió által elfogadott osztályozási rendszert mutatja a TAS diagram alapján:



II.31. ábra – A vulkáni kőzetek osztályozására szolgáló TAS diagram.

A diagramon a bazanit/tefrit mezőbe eső összetétel esetében a CPIW-számítással kapott normatív olivintartalom alapján soroljuk be a kőzetet. A trachibazalt-trachiandezit mezőkben a pontos nevet a viszonylagos alkália tartalom alapján adjuk:

Trachibazalt:

Na₂O-2≥K₂O esetében: hawaii

$\text{Na}_2\text{O}-2<\text{K}_2\text{O}$ esetében: káli-trachibazalt

Bazaltos trachiandezit:

$\text{Na}_2\text{O}-2\geq\text{K}_2\text{O}$ esetében: mugearit

$\text{Na}_2\text{O}-2<\text{K}_2\text{O}$ esetében: shoshonit

Trachiandezit:

$\text{Na}_2\text{O}-2\geq\text{K}_2\text{O}$ esetében: benmoreit

$\text{Na}_2\text{O}-2<\text{K}_2\text{O}$ esetében: latit

A trachit esetében, ha a normatív kvarc tartalom meghaladja a 20%-ot, akkor trachidácit a kőzet neve, míg ellenkező esetben használhatjuk a trachit nevet.

II.4. Magmás kőzetek és lemeztektonikai kapcsolatok

Az 1960-as évek második felétől egy új földtudományi szemlélet vált uralkodóvá, a lemeztektonika elmélete. Ennek a lényege az, hogy a Föld felszínét hét nagyobb és több kisebb kőzetlemez borítja, amelyek egymáshoz képest mozgásban vannak. Ez a modell jelenleg is fontos keretet szolgáltat ahhoz, hogy megértsük, mi történik a Földön, többek között, miért vannak vulkánkitörések, miért zajlik a mélyben magmás tevékenység, miért pattannak ki földrengések. Először azonban fontos definiálnunk azt, hogy mik is a kőzetlemezek, hol vannak ezeknek a mélybeli határai? Ezek nem egyenlők a földkéreggel, hanem a Föld külső merev kőzetegységeit jelentik. A kőzetlemez tehát litoszféra egység, ami a földkéreg kőzetein kívül magába foglalja a földköpeny legfelső mereven viselkedő részét is. A litoszféra lemezek távolodnak, közelednek egymáshoz képest, vagy néhány helyen egymás mellett elcsúsznak.

Miért mozognak ezek a kőzetlemezek? Ennek több oka lehet. Egyrészt mélybeli ok, mégpedig a litoszféra alatti földköpenyben zajló lassú áramlások, amelyeket a hőmérsékletkülönbségek hajtanak. Egy másik ok magában a kőzetlemezekben rejlik. Az óceánok alatti kőzetlemez sűrűsége nagyobb, mint a kontinentális kőzetlemezeké. Az óceánok alatti litoszféra vastagsága idővel egyre nő, aminek az oka az, hogy az alatta lévő asztenoszféra felső része hűl, és ezzel fokozatosan hozzákapcsolódik a merev kőzetegységhez (a litoszféra és asztenoszféra határát termálisan ott jelölik ki, ahol a hőmérséklet gyors mélységbeli növekedése megáll és egy viszonylag állandó értéket – kb. $1300-1400^\circ\text{C}$ -ot vesz fel). Az asztenoszféra felső részének hűlésével ez a hőmérsékleti érték lefelé tolódik, azaz a litoszféra és az asztenoszféra határa mélyebbre kerül, a litoszféra vastagodik. Végül olyan vastag lesz az óceáni lemez (kb. 100 km), hogy sűrűsége meghaladja az alatta lévő asztenoszféra sűrűségét. Azaz az idős (kb. 150 millió éves) óceáni lemez már nem tud tovább „úszni” az asztenoszféra plasztikus anyagán, hanem a fizika törvényeinek megfelelően lesüllyed. Ez a folyamat természetesen az óceáni lemezek határán zajlik, vagyis a kőzetlemezek határán. Az óceáni lemez alábukását szakszóval **szubdukciónak** nevezzük.

A lesüllyedés vagy alábukás két fontos következménnyel jár. Egyrészt, húzóerejével elősegíti az óceáni hátságok mentén a kőzetlemezek távolodását. Egy további következménye az alábukásnak, hogy egy hideg kőzetanyag hatol le a földköpenybe és ezzel jelentős hőmérsékletkülönbséget idéz elő a mélyben. A hőmérsékletkiegyenlítődésre való fizikai törekvés, pedig anyagáramlást gerjeszt. Az alábukási övezeteket lefelé mutató anyagáramlás (a hideg, nehezebb anyag lesüllyed), míg az óceáni hátságok alatt anyag feláramlás (a forró, kisebb sűrűségű anyag felfele hatol) zajlik. A mélybeli és a felszíni folyamatok tehát szorosan összefüggnek és mozgatórugói a lemeztektonikai folyamatoknak.

E fejezetben nem vállalkozunk a lemeztektonika modelljének részletes ismertetésére, ezt számos szakkönyv megteszi. E fejezetben inkább egy rövid áttekintést adunk a legfontosabb lemeztektonikai környezetekről és azokhoz kapcsolódó jellemző magmás kőzetekről. Ezek a következők:

1. Óceáni hátságok (távolodó óceáni kőzetlemezek határa)
2. Szubdukciós környezetek (közeledő kőzetlemezek határa, az óceáni kőzetlemez alábukási zónája)

- a. Vulkaní szigetívek
 - b. Aktív kontinentális peremterületek
 - c. Kollíziós területek
 - d. Ív-mögötti medencék
3. Lemezen belüli területek
- a. Óceáni szigetek
 - b. Kontinentális rift területek
 - c. Nagy Magmás Provinciák
 - i. Kontinentális magmás plató területek
 - ii. Óceáni magmás plató területek



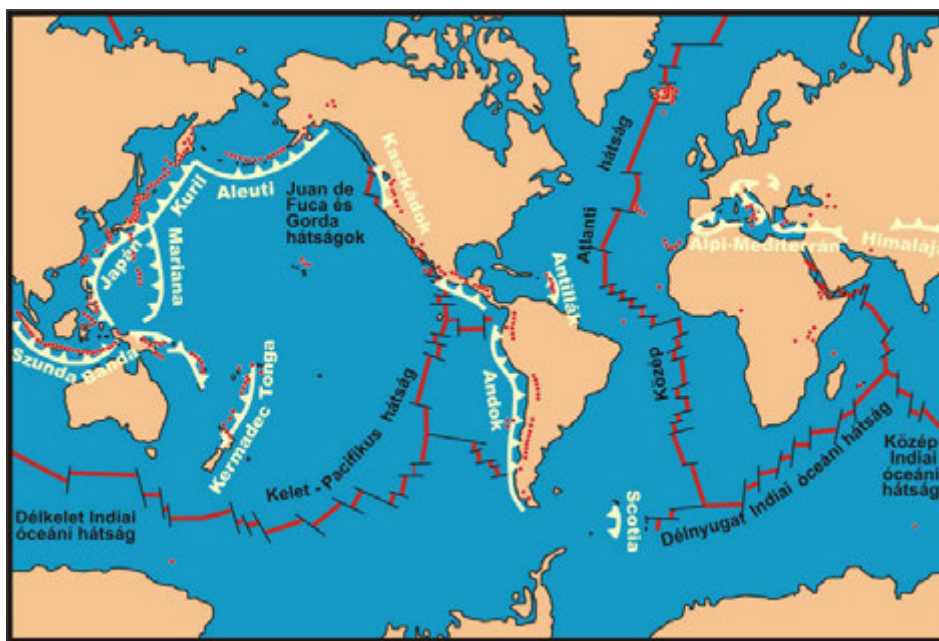
II.32. ábra – A földet borító fontosabb kőzetlemezek.

II.4.1. Óceáni hátságok (távolodó óceáni kőzetlemezek határa)

Legfontosabb jellemzők:

- kb. 1000-3000 méterrel emelkednek ki az óceáni aljzattól
- teljes hosszúság: >60000 km
- általában óceáni medencék közepén vannak (kivétel pl. Kelet-Pacifikus hátság)
- az új óceáni kéreg születésének helye
- A Földön jelenleg képződő vulkáni kőzetek legnagyobb tömegben itt találhatók
- Évente kb. 21 km^3 magma, 3 km^3 vulkáni kőzet alakul ki

- lemeztávolodás sebessége változó
 - gyorsan távolodó hátságok
 - > 4 cm/év, pl. Kelet-Pacifikus hátság
 - Központi hasadékvölgy nem alakul ki
 - Központi rift 50-200 m mély
 - 2,5-3 km széles, 500 m magas hát alakul ki
 - lassan távolodó hátságok
 - < 3 cm/év, pl. Közép-Atlanti hátság
 - Széles (25-35 km), 3,4-4,5 km mély központi völgy, magas és meredek falú hátságokkal határolva
 - Kontinensek felé lapos dőlésű abisszális síkság
 - Vulkanizmus a központi völgyben zajlik <500 m széles zónában
 - Kis izolált, <300 m magas vulkáni kúpok a hasadékvölgyben



II.33. ábra – Óceáni hátság és szubdukciós területek.

Jellemző magmás kőzetek:

- Tholeiites bazalt (MORB=Mid-Ocean Ridge Basalt)
- Gabbró
- Wehrlit (kumulátum)
- Plagiogránit (differenciátum)

Jellemző kémiai összetétel:

- homogén főelem összetétel az óceáni hátságok mentén,

- Si-telített bazalt,
- alacsony K- és Ti-tartalom

Magmaképződés oka: asztenoszféra anyagának passzív felemelkedése a szétsodródó óceáni kőzetlemezek alatt, nyomáscsökkenéses részleges olvadás. Magmás tevékenység epizodikus, de földtörténeti időskálán mérve folyamatos.

Két jellemző óceáni hátságterület összehasonlítása:

1. Gyorsan távolodó hátságok

- Ofiolit példa: Semial (Oman)
- Központi magmakamra hosszú életű, gyakoribb vulkáni működés
- Szimmetrikus, lapos hátság, törésekkel kevésbé szabdalt, kis szélességű és kevésbé mély központi hasadékvölgy
- Hosszú tektonikus és magmás szegmensek
- Széles, kis szeizmikus sebességű zóna (olvadék+kristálypép) a hátság alatt
- Többé-kevésbé differenciált bazaltok
- Vastagabb óceáni kéreg – nagyobb magma produktivitás
- Kiterjedt lávaleplek

2. Lassan távolodó hátságok

- Ofiolit példa: Troodos (Cyprus)
- Központi magmakamra rövid életű, több részre tagolt, vulkáni működés ritkább
- Gyakran aszimmetrikus, törésekkel szabdalt, egyenetlen felszínű hátság, mélyebben fekvő, széles hasadékvölgy
- Rövid tektonikus és magmás szegmensek
- Kis kiterjedésű kis szeizmikus sebességű zóna a hátság alatt, olvadéklencsék ritkák
- Általában kevésbé differenciált bazaltok
- Vékonyabb óceáni kéreg (kisebb magma produktivitás)
- Gyakoribb párnaláva vulkánok



II.34. ábra – Óceáni hátság szárazföldön: Izland, Thingvellir: balra a meredek sziklafal az Észa-Amerikai kőzetlemez keleti határát jelenti, a képen jobbra a távolban kezdődik az Eurázsiai-lemez, a kettő között pedig a széles hasadékvölgy terül el. (Fotó: Karátson Dávid).



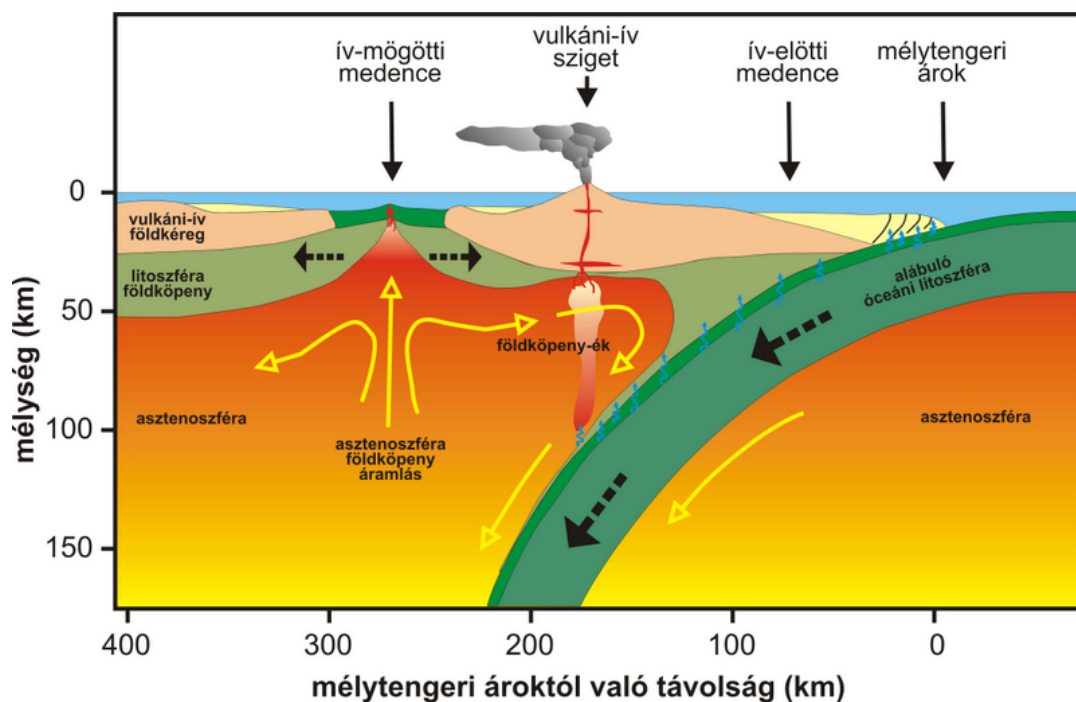
II.35. ábra – Párnaláva, az óceáni hátságok jellemző vulkáni kőzetmegjelenése az izandi Reykjanes-félszigeten. (Fotó: Harangi Szabolcs).

II.4.2. Szubdukciós környezetek (közeledő kőzetlemezek határa, az óceáni kőzetlemez alábukási zónája)

Legfontosabb jellemzők:

- Jellegzetes magmás kőzetsorozatok

- Különböző metamorf kőzetek
- Orogenézis, hegyláncok
- Elsődleges vulkáni ívek: Jellemzően 100-120 km-rel az alábukó kőzetlemez felett.
- Másodlagos vulkáni ívek: Jellemzően 180-200 km-rel az alábukó kőzetlemez felett.
- Évente kb. $8,6 \text{ km}^3$ magma, $0,6 \text{ km}^3$ vulkáni kőzet alakul ki
- Két típus:
 1. Vulkáni szigetívek
 - Óceáni kőzetlemez bukik óceáni kőzetlemez alá
 - Jellemző vulkáni kőzetek: bazaltos andezit és andezit; tholeiites bazaltok: fiatal szubdukciós övekben; másodlagos vulkáni ív: shoshonitok
 2. Aktív kontinentális peremterületek
 - Óceáni kőzetlemez bukik kontinentális kőzetlemez alá
 - Jellemző vulkáni kőzetek: andezit, dácit, riolit; jellemző granitoid magmatizmus.
 - Vastag Si-gazdag kéreg \Rightarrow nagyobb esély a kéreg-kontaminációra
 - A vastag kontinentális kéreg ($>40 \text{ km}$) nagyobb eséllyel akadályozza meg a köpeny-eredetű magma felnyomulását; alacsonyabb olvadáspontú kőzetanyagok \Rightarrow kéreganatexis lehetősége nagyobb
 - Erőteljesebb magmás differenciáció
 - Nagyobb mennyiségű intrúzív kőzettestek (granitoidok)



II.36. ábra – Vulkáni szigetívet létrehozó kőzetalábukási öv (szubdukciós zóna) keresztmetszvénye a Mariana-ív példáján.

Ív-mögötti medencék:

- N-MORB jellegű kőzetek, de kezdetben nagyobb fluid-mobilis nyomelem koncentrációval
- Boninit – nagy MgO-tartalmú andezitek

(olivin+klinopiroxén+ortopiroxén porfíros kőzetek. Általában nincs földpát!)

- Alkáli bazaltok (főleg kontinentális ív-mögötti medencékben)
- Ofiolit sorozatok többnyire óceáni ív-mögötti medencékből származnak!

Kollíziós zónák:

- Vastag kontinentális földkéreg (<40 km)
- Granitoid magmatizmus, helyenként káli-ultrakáli magmatizmus

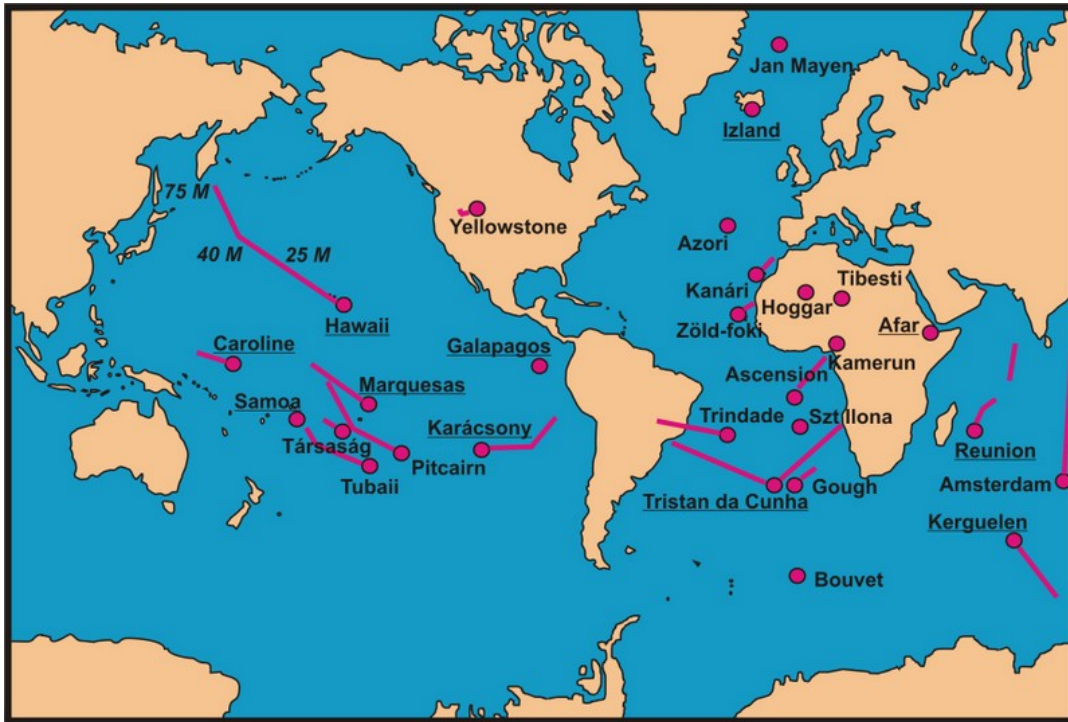
II.4.3. Lemezen belüli területek

Fő típusok:

1. Óceáni szigetek
2. Kontinentális rift területek
3. Nagy Magmás Provinciák
 - a. Kontinentális magmás plató területek
 - b. Óceáni magmás plató területek

Óceáni szigetek:

- Seamountok + szigetek
- Leggyakoribbak a Csendes-óceán medencéjében
- A tengertalazattól sokszor >10000 méter magasságba emelkednek
- Gyakran alkotnak szigetláncokat
- J.T. Wilson (1963): stabil magmaforrás + mozgó óceáni lemez = forró-folt
- W.J. Morgan (1971): köpenycsóva elmélet
- Óceáni szigetek – forró folt területek
- Óceáni láncok – lemezmozgás eredménye
- Évente kb. $2,5 \text{ km}^3$ magma, $0,5 \text{ km}^3$ vulkáni kőzet alakul ki



II.37. ábra – Lemezenbelüli áceáni szigetláncok és szigetek.

Forró-folt területek kritériumai Courtillot és munkatársai szerint:

1. Lineáris vulkáni lánc
2. Plató bazalt terület a vulkáni lánc kiindulási pontjánál
3. Nagy felhajtóerő (topográfiai kiemelkedés)
4. Magas $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparány
5. Anomálishan alacsony rengéshullám sebesség (v_s) a földköpenyben

Magmás kőzetek:

Két fő magmás sorozat

- Tholeiites sorozat (gyakoribb típus)

Pl. Hawaii

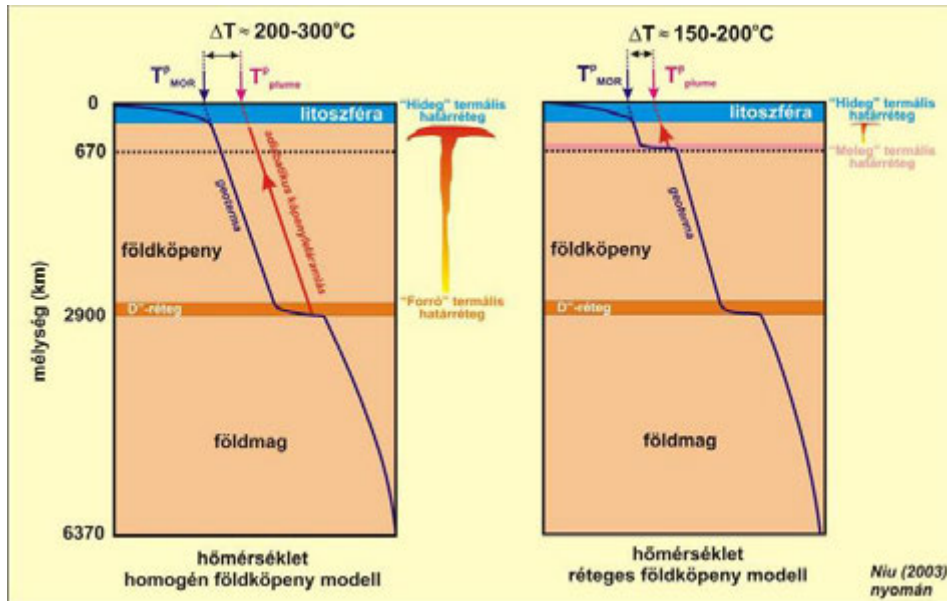
Hasonló a MORB-hoz, de nagyobb Ti-tartalom

- Alkáli sorozat (alkáli bazalt, bazanit)

Pl. St. Helena, Tristan da Cunha

Két differenciációs trend:

- Si-telítetlen \Rightarrow trachit, fonolit szélsőtag (gyakoribb – pl. Szt. Ilona, Gough, Tristan da Cunha, Tenerife)
- Si-telítetett \Rightarrow riolit (komendit, pantellerit) szélsőtag (pl. Azori-szigetek, Ascension)



II.38. ábra – A forró-folt területek alatti termális köpenycső („plume”) kialakulása.

Kontinentális rift területek:

Jellemző vulkáni kőzetek:

- Si-telítetlen magmák

bazanitok, alkáli bazaltok, nefelinitek, karbonatitok

differentiált kőzettípusok: fonolit

pl. Kelet-Afrikai hasadékvölgy

- Si-telített magmák

alkáli bazaltok, olivin-tholeiitek

differentiált kőzettípusok: trachit, benmoreit, riolit

pl. Afar (Etiópia)

- Karbonatit

Ritka magmás kőzettípus, ami több mint 50%-ban karbonát ásványból (kalcit, dolomit, magnezit, Na-karbonát) áll. Emellett Na-gazdag piroxént és amfibolt tartalmaz, további járulékos elegyrészei: apatit, flogopit, magnetit, fluorit, perovszkit, monacit, piroklor, barit

- Lamprofirok

Kis térfogatú, többnyire teléres kifejlődésű magmás kőzetek, amelyek lényeges elegyrészei az amfibol és biotit. Emellett több-kevesebb klinopiroxént és olivint tartalmaz. Földpátok mennyisége alárendelt.

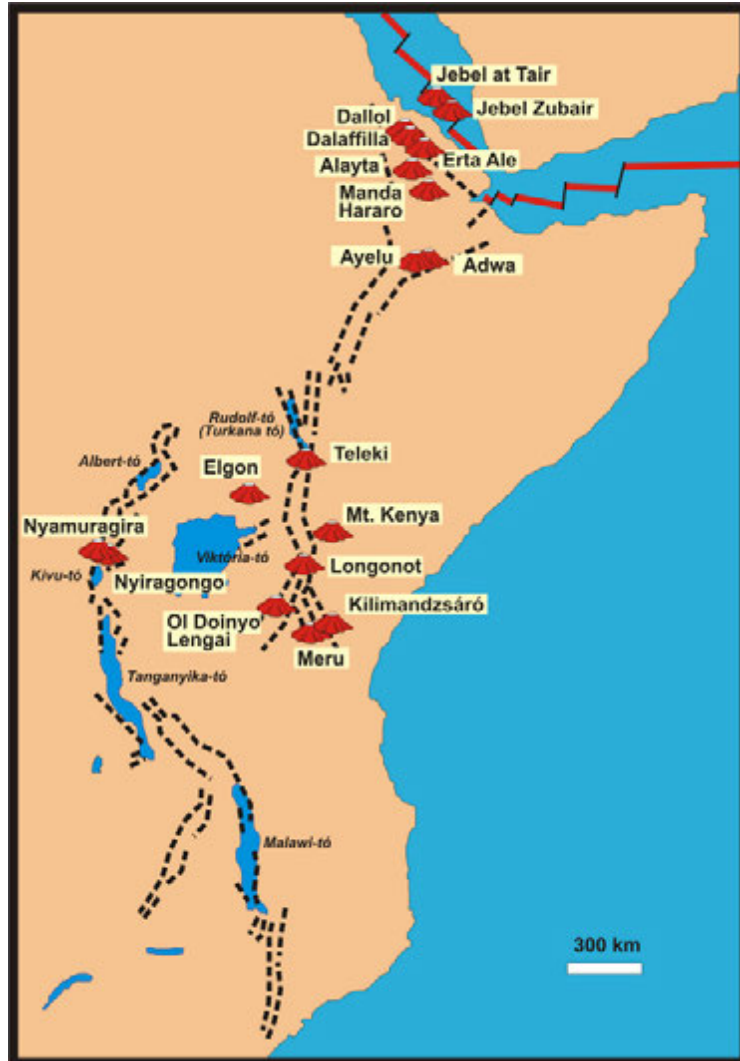
- Ultrakáli magmás kőzetek
- Kimberlitek

Ultrabázisos magmás kőzet, aminek lényeges elegyrészei az olivin, flogopit, klinopiroxén és pirop. Gyakran tartalmaz gyémántot.

Típusai:

I-típus: flogopit-szegény, asztenoszféra (>200 km mélységből!) eredetű magma

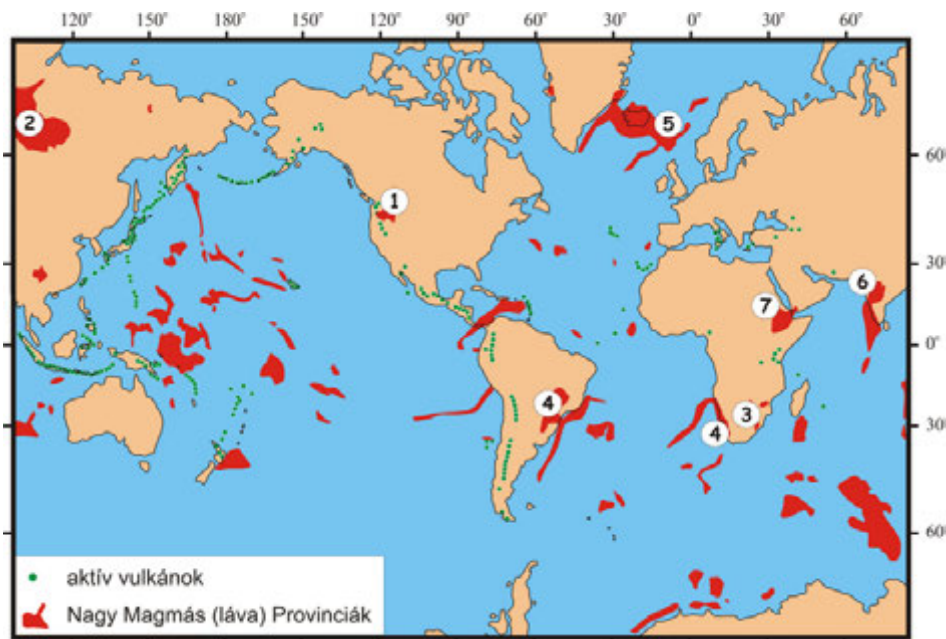
II-típus: flogopit-gazdag, vastag (ca. 200 km) kontinentális litoszféra alsó részéből származó magma



II.39. ábra – A Kelet-Afrikai hasadékvölgy területe az aktív vulkánokkal.

Nagy Magmás Provinciák:

- A Föld mintegy 4,5 milliárd éves története során többször zajlottak hatalmas méretű lávaöntő vulkáni kitörések, amelyeket egyes kutatók összefüggésbe hoznak a tömeges kihalásokkal, így például a dinoszauruszok eltűnésével is.
- Egyes lávafolyások térfogata meghaladta a 2000 km^3 -t is (összehasonlításképpen, a Hawaii szigetén 1983 óta folyamatosan felszínre ömlő láva mennyisége alig több, mint $1,5 \text{ km}^3$!), összvastagságuk pedig esetenként több ezer méter!
- Ezek a nagy kiterjedésű lavaterületek nemcsak a kontinenseken fordulnak elő, hanem óceáni területeken is, ahol hatalmas platókat alkotnak.



II.40. ábra – Nagy Magmás Provinciák, példák: 1. Columbia (16 millió év, 164000 km²); 2. Szibéria (249 millió év, 1500000 km²); 3. Karoo (183 millió év, 140000 km²); 4. Parana-Etendeka (132 millió év, 2000000 km²); 5. Észak-atlanti magmás terület (57 millió év, 1300000 km²); 6. Dekkán (66 millió év, 600000 km²); 7. Etiópia (31 millió év, 2000000 km²)

Jellemző vulkáni kőzetek:

- Tholeiites bazalt
- Pikrit
- Riolitok

II.5. Magmaképződés

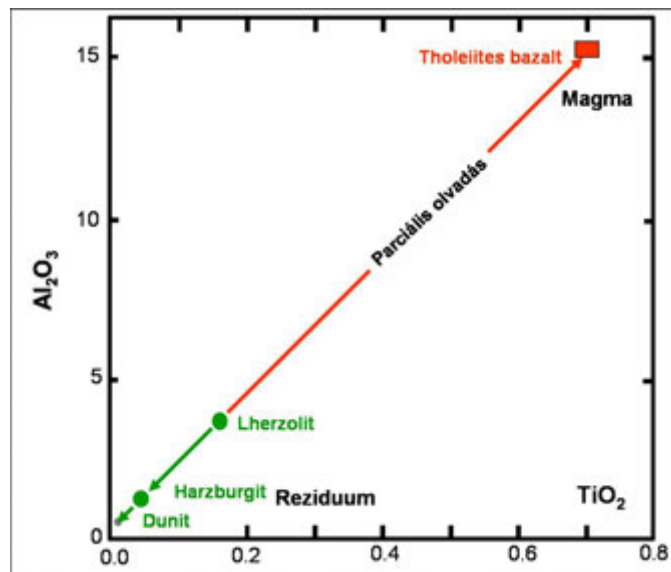
A magmaképződés oka sokáig problémát okozott a tudósoknak. A XVIII. század végén Humphry Davy felfedezte az alkáli fémeket és megállapította, hogy oxidációjuk során hő szabadul fel. Davy úgy vélte, hogy a magmaképződés mélybeli oka az elemi állapotban lévő alkáli fémek és alkáli földfémek oxidációja során felszabaduló hő. Davy megállapítását átvette Charles Lyell is, aki az 1830-ban kiadott *Principles of Geology* c. munkájában így írt: „az alkáli fémek és alkáli földfémek nem oxidált állapotban vannak jelen a Föld mélyében. A vízzel való érintkezésük, azonban oxidálja ezeket az elemeket, ami hőfelszabadulással jár és végeredményben ezzel magyarázható a magmaképződés és a vulkanizmus oka, s nem a Föld belsejében ragadt primordiális hővel.” Ebben az időszakban terjedt el egyre inkább a „magma” elnevezés használata. A magma (gör., = plasztikus tömeg, pépes anyag) elnevezést korábban a gyógyszerészetben használták (pl. „magnesia magma”), majd az elnevezés beépült a vegyészek szóhasználatába, mint pépes, szemifluid keverékanyag. Innen került át a geológia tudományába, a korábbi „subterraneous lava”, azaz a felszínalatti láva elnevezés helyett.

A magma eredetének, kialakulásának kérdésében, nagy jelentőségűnek tekinthető John Playfair 1802-ben tett észrevétele, miszerint a nyomásnak fontos szerepe van az anyagok olvadáspontjában ugyanúgy, mint a víz forráspontjában. George Poulett nevéhez fűződik e megállapításnak áttöltése a magmaképződésre és a vulkáni működésre. A *Considerations on Volcanoes* című munkájában (1825) arról írt, hogy a nyomás változása egyedül, a hőmérséklet változása nélkül is, olvadási folyamatot indíthat el. A magmaképződés és a nyomásváltozás kapcsolatát megerősítették egy új tudomány, a termodinamika friss eredményei, amelyek többek között számszerű választ adtak az olvadási hőmérséklet és a nyomás közti viszonyra. Rudolph Clausius és Benoit-Pierre-Emile Clapeyron fogalmazta meg a később Clausius-Clapeyron egyenletnek elnevezett összefüggést, ami az egyensúlyban lévő anyag hőmérséklete, térfogata és nyomása közötti kapcsolatot írja le: $dT/dP = T \Delta V / \Delta H$ (ahol T a hőmérséklet, p a nyomás, ΔV a térfogatváltozás, ΔH pedig az entalpiaváltozás. Az egyenletből következik, hogy a dT/dP görbe

(pl. az olvadáspont változása a nyomás függvényében) pozitív meredekségű a Föld belsejében, azaz a szilárd kőzetanyag olvadáspontja növekszik a mélységgel! Az 1800-as évek közepére egyértelművé vált, hogy a nyomásnak fontos szerepe lehet a magmaképződésben, de mi okozza a nyomás változását és milyen anyag olvad meg a Föld mélyében? A kérdés megválaszolásában sorsdöntő volt Arthur Holmes korát megelőző felvetése, azaz a földköpeny konvekció elmélete! Holmes szerint a földköpeny olivingazdag kőzetből, úgynevezett peridotitból áll, ami azonban nem teljesen merev, hanem bizonyos fluidális tulajdonsága is van, azaz mozgásra képes. A konvekciós cellák felfelé mutató ágában megvalósul a nyomáscsökkenés, azaz itt lehetőség lehet magmaképződésre. De hogyan lesz a peridotit kőzetből bazaltos magma? Alfred Rittmann az 1930-as években azt képviselte, hogy a bazaltos magma a mélybe jutó eklogitból keletkezik, ami összetételében szintén bazaltos. Ezzel szemben, Arthur Holmes, Francis Turner és John Verhoogen peridotitból származtatta a bazaltokat. Ez a kérdés a 20. század végén, a 21. század elején újra heves vitákat gerjeszt a kutatók között.

A Föld felszínére kerülő magma nagy része bazaltos összetételű. Az óceáni hátságok mentén például, kizárólag bazaltos láva ömlik a felszínre. A Hawaii szigeteken már a 20. század elején végeztek vizsgálatokat arra nézve, hogy mekkora a bazalt lávák hőmérséklete. Kiderült, hogy a lávák hőmérséklete 1100 és 1250°C között van. Mindez azt jelenti, hogy a bazaltos magmák ehhez hasonló vagy ennél nagyobb hőmérsékleten keletkezhetnek. A hőmérséklet ilyen magas értéket csak a földköpenyben, mégpedig a litoszféra alatt ér el. Azaz, a bazaltos magma nem keletkezhet a földkéreg anyagának megolvadása során, ahol a hőmérséklet jóval kisebb, mint 1000°C. A bazaltos magmák forrása csak a földköpeny kőzete, mégpedig alapvetően a peridotit lehet!

A földköpeny kőzetanyagának olvadása, a magmaképződés a Föld egyik legfontosabb folyamata, mivel ez okozta és okozza a földkéreg kialakulását és gyarapodását, ami után egy némileg megváltozott földköpeny kőzet marad vissza. A peridotit kőzet olvadása tehát legalább két, de sokszor több új kőzetet hoz létre: a kialakuló magma bazaltos összetételű, belőle bazalt vagy ha a magma tovább differenciálódik (kristályosodik vagy keveredik más magmával), akkor további, SiO₂-ben gazdagabb kőzetváltozatok jönnek létre. Az olvadás nyomán megváltozik a peridotit kőzet típusa is, mivel bizonyos ásványos alkotók kiolvadtak belőle, azaz például egy lherzolitból új ásványos összetételű kőzet, akár harzburgit, lesz a földköpenyben.



II.41. ábra – A földköpeny kőzetének – lherzolit – részleges olvadása során történő kémiai összetételbeli változás: a bazaltos magma titán és alumínium-tartalma jóval nagyobb, mint a megolvadó kőzeté, míg a visszamaradt földköpeny kőzetben – harzburgit – ezek az elemek kisebb koncentrációt mutatnak.

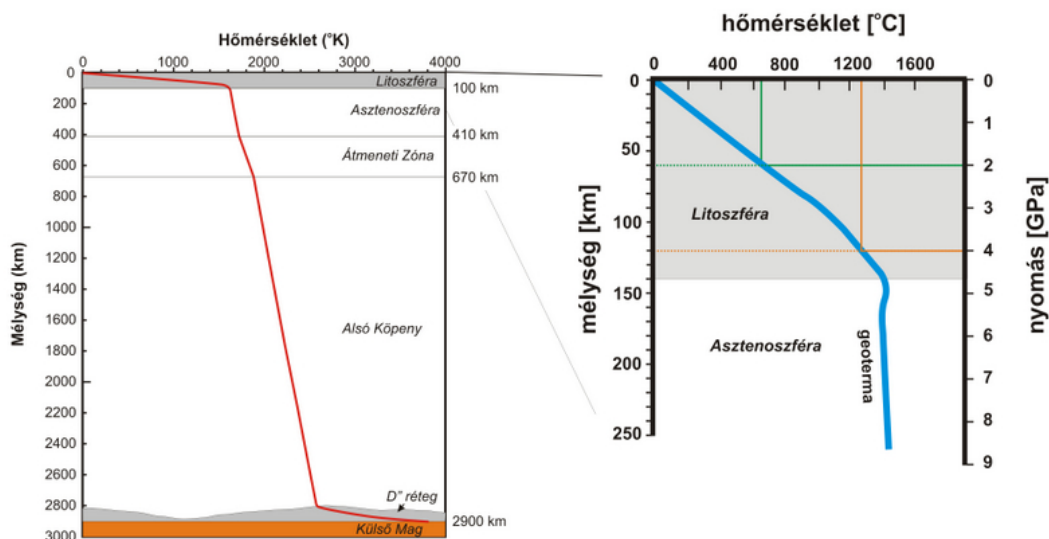
A részleges olvadás, azaz a magmaképződés megértéséhez az alábbi kérdéseket kell megválaszolnunk:

1. Mi okozza, mi indítja el a magmaképződést?
2. Hogyan zajlik a földköpeny kőzetének megolvadása?
3. Hogyan különülhet el a keletkező olvadék a földköpeny kőzettől?

4. Mivel magyarázható a földköpenyben keletkező bazaltos magmák eltérő kémiai összetétele?

II.5.1. A magmaképződés oka

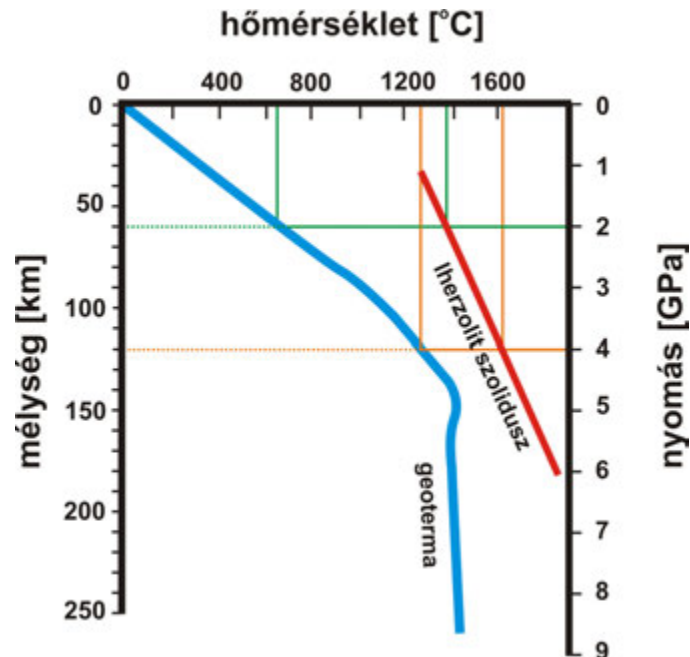
A Földön becslések szerint évente mintegy $30\text{--}35\text{ km}^3$ magma nyomul a földkéregbe, ebből kb. 4 km^3 éri el a felszínt. Ennek több mint háromnegyede az óceánközépi hátságok mentén képződik, ahol tholeiites bazaltos magmák az uralkodóak. Ugyancsak túlnyomórészt bazaltos magmák törnek a felszínre az óceáni szigeteken, míg a szubdukciós zónákban jórészt nagyobb szilíciumdioxid-tartalmú magmás kőzetek keletkeznek. A bazaltos magmák szerepe tehát nyilvánvaló és ezek a földköpeny kőzetének részleges olvadásával alakulnak ki. A földköpeny szilárd halmazállapotú, bár a nagy nyomás és hőmérséklet viszonyok között lassú alakváltozásra, ezáltal lassú mozgásra képes. A mozgást alapvetően a hőmérsékletkülönbség irányítja, miszerint a nagyobb hőmérsékletű, ezáltal kisebb sűrűségű kőzetanyag felfelé, a kisebb hőmérsékletű területek felé mozog, míg a kisebb hőmérsékletű, ezáltal nagyobb sűrűségű kőzetanyag lefelé süllyed. Ez a már Arthur Holmes által felismert köpenykonvekció lényegi eleme. A földköpenyben zajló konvekciós hőátadás anyagáramlással valósul meg és ez azt is jelenti, hogy a hőmérséklet nem változik lényegesen, itt a geotermikus gradiens jóval kisebb mint a felette lévő litoszférában és különösképpen a földkéregben (mindössze átlagosan 0.5°C hőmérsékletváltozás kilométerenként a litoszférában jellemző kilométerenkénti átlagos $20\text{--}30^\circ\text{C}$ hőmérsékletváltozással). Ezért a földköpenyben a litoszféra aljától mintegy 2800 km mélységig, azaz a D'' rétegig a hőmérsékletnövekedés kevesebb, mint a litoszféra mintegy 100 km vastag részében. A hőmérséklet tehát alapvetően kiegyenlített és ezért nincs okunk feltételezni, hogy olyan anomáliák alakuljanak ki, különösen a földköpeny legfelső részén, ami a földköpeny kőzet olvadásához vezethetne. A hőmérséklet mélybeli, azaz nyomásfüggő változását a geoterma írja le.



II.42. ábra – A hőmérséklet változása a mélység függvényében: a geoterma helyzete a földköpenyben és földkéregben (balra), illetve a felső 250 km mélységben (jobbra)

A geoterma, mint az ábrán látható, a litoszférában meredeken halad, majd a litoszféra-asztenoszféra határán közel függőleges irányú lesz. Ez világosan tükrözi a konduktív és konvektív hőszállítás hatékonyságát és jelzi a litoszféra alsó, termális határát. Fizikailag olvadás ott történik, ahol az adott hőmérséklet meghaladja egy anyag olvadáspontját. Az előző fejezetben bemutattuk, hogy az olvadáspont egy nyomásfüggő állapotjelző, aminek változását a szolidusz görbe írja le. A földköpeny uralkodóan peridotit kőzetből áll, mégpedig első megközelítésben vízmentes ásványokból (olivin, piroxének, spinell vagy gránát). E kőzetnek a kísérletileg meghatározott szolidusz görbét az ábrán mutatjuk be, ahol látható, hogy az olvadáspont értéke növekszik a nyomással. Tudjuk, tehát, hogy 2 GPa nyomáson (kb. 60 km mélységben) a lherzolit kőzet hozzávetőleg 1380°C hőmérsékleten kezd megolvadni. Nagyobb mélységben, mondjuk 120 km mélyen, ahol 4 GPa nyomás van, a kőzet olvadáspontja magasabb, mégpedig meghaladja az 1600°C -ot. Ez a növekedés intenzívebb, mint a geoterma által mutatott hőmérsékletnövekedés, ami annyit jelent, hogy ahogy a földköpenyben egyre mélyebbre haladunk, az adott kőzetanyag olvadáspontja egyre nagyobb lesz a hőmérsékletéhez képest. Tehát, hiába lesz nagyobb a földköpeny hőmérséklete, az anyag mégis szilárd marad, mert olvadáspontja ennél jóval nagyobb! Az olvadás feltétele, hogy adott nyomáson, azaz mélységben

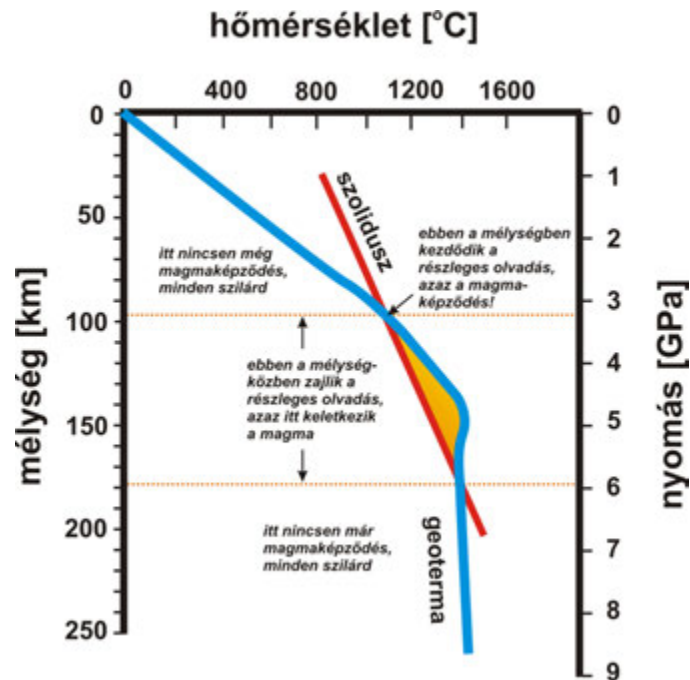
a geoterma által jelzett hőmérséklet nagyobb legyen a szolidusz által jelzett olvadáspontnál, azaz a geoterma metssze a szolidusz görbét.



II.43. ábra – A geoterma helyzete a felső 250 km mélységben, valamint a „száraz” lherzolit kísérletileg meghatározott szolidusz görbéje.

A földköpeny litoszféra alatti, tehát kb. 100 km mélységben vett hőmérséklete 1300-1400°C, ami kisebb a lherzolit e mélységre vonatkoztatott olvadáspontjánál. A földköpeny anyaga tehát szilárd halmazállapotban van, olvadás nincs. Ahhoz, hogy olvadás elinduljon, azaz a geoterma metssze a szoliduszt, három lehetőség nyílik:

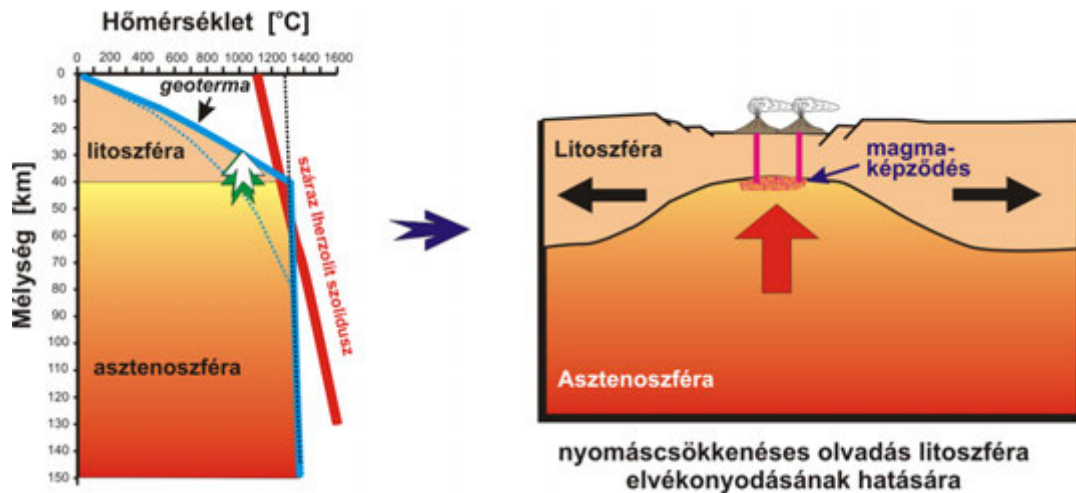
1. toljuk fel a geotermát úgy, hogy a közel függőleges részének (az úgynevezett konvektív geoterma) helyzete ne változzon. Ez nem más jelent, mint csökkentjük a litoszféra vastagságát, hiszen a litoszféra alját termikusan ott húzzuk meg, ahol a geotermában töréspont van, azaz ahol a hővezetés módja megváltozik!
2. toljuk el jobbra a geotermát úgy, hogy a litoszféra vastagsága nem változik. Ez azt jelenti, hogy az asztenoszféra hőmérséklete nem 1300°C körüli, hanem akár 1500°C!
3. végül hagyjuk a geotermát és változtassunk a szolidusz vonalon! Ez azt jelenti, hogy nem a lherzolit kőzet olvadáspontját vesszük alapul, hanem egy más kőzetét. Nagy választási lehetőségünk nincs, csupán annyi, hogy a lherzolit-hoz kis mennyiségben adunk vizet. Már néhány tized százalék víz is jelentősen befolyásolja a kőzet olvadáspontját, mégpedig úgy, hogy csökkenti az olvadási hőmérsékletet (valami hasonló történik akkor, amikor télen sót szórunk a jeges útra. A sós jégnek kisebb az olvadáspontja, azaz hamarabb megolvad.). Ez azt jelenti, hogy a szolidusz balra helyezkedik el a „száraz” lherzolit szoliduszához képest. Ugyanezt érzük el akkor, ha a földköpenyben nem tiszta peridotit kőzet van, hanem emellett eklogit és piroxenit is. Mindkét kőzet a bazalt nagy mélységű változatának tekinthető. Az eklogit a földköpenybe szubdukált óceáni kéreg anyagát képviseli, a piroxenit pedig mélyben megrekedett és kikristályosodott bazaltos magmák képződménye. Ezeknek a kőzeteknek az olvadáspontja kisebb, mint a peridotité.



II.44. ábra – A magmaképződés elméleti lehetősége: a geoterma metszi a szoliduszt! Figyeljük meg, hogy ez csak egy meghatározott mélységközben lehetséges, ennek van egy kezdeti nyomásértéke és egy felső, végső nyomás értéke. Nagyobb mélységben az anyag olvadáspontja már olyan nagy, hogy jelentősen meghaladja az ottani hőmérsékletet!

A kérdés az, vajon a természetben megvalósulnak-e ezek a változások? Vizsgáljuk most meg az első eset lehetőségét, vagyis toljuk fel a geotermát úgy, hogy a közel függőleges részének helyzete ne változzon! A természetben ez azt jelenti, hogy a litoszféra elvékonyodik, alatta pedig az asztenoszféra anyaga adiabatikusan (úgy, hogy közben hőmérséklete nem változik) felemelkedik. Erre több példát ismerünk. A legkézenfekvőbb eset az óceáni hátságok alatt történik.

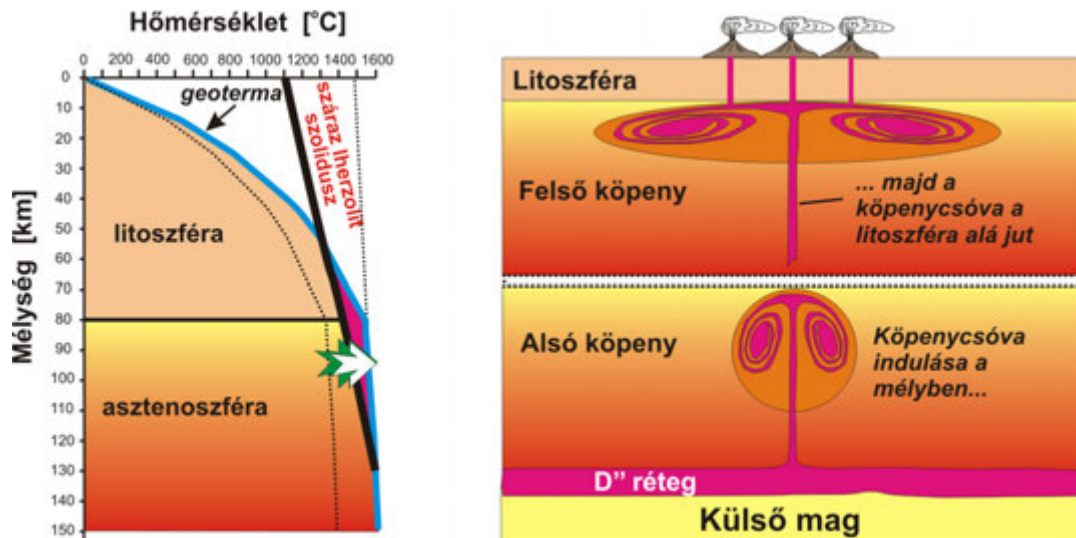
Az óceáni hátságok mentén két kőzetlemez sodródik el egymástól, köztük tehát mindig van olyan pont, ahol a litoszféra vastagsága elméletileg nullára csökken. A valóságban ennyire extrém eset azért nem következik be, hiszen a két kőzetlemez között mindig képződik újabb kőzetanyag. A kőzetlemezek szétsodródása azonban nem más, mint a litoszféra extrém elvékonyodása, ami az alatta lévő képlékeny földköpeny kőzetanyag felemelkedését vonja maga után. Az asztenoszféra anyaga passzívan felemelkedik, ezzel egyre kisebb nyomás nehezedik egy adott pontjára. Az asztenoszféra hőmérséklete (\square 1300-1400°C) emelkedése közben nem változik, a nyomás csökkenésével viszont drámai módon csökken a lherzolit kőzet olvadáspontja. Végül, körülbelül 40 km mélységben bekövetkezik, hogy a kőzet olvadáspontja kisebb lesz, mint a környezet hőmérséklete, azaz megkezdődik a kőzet olvadása, elindul a magmaképződés! A magmaképződésnek ezt a típusát, azaz amikor az olvadás a nyomás csökkenése következtében indul meg, **nyomáscsökkenéses olvadásnak** nevezzük. Másképpen kifejezve ez azt jelenti, hogy a magmaképződéshez egy felfelé mozgó földköpeny anyag, azaz köpenyáramlás szükséges! Ennek következménye az egyik állapotjelzőnek, a nyomásnak a változása, mégpedig csökkenése. Mozdulatlan földköpeny anyag nagy valószínűséggel nem olvad meg! Az eredményes magmaképződés ebben az értelemben nem más, mint amikor a kőzetolvadék gyorsabban mozog a felszín felé, mint a megolvadó földköpeny anyag!



II.45. ábra – Magmaképződés oka litoszféra extenzió okozta passzív asztenoszféra felemelkedés során: a nyomáscsökkenéses olvadás modellje.

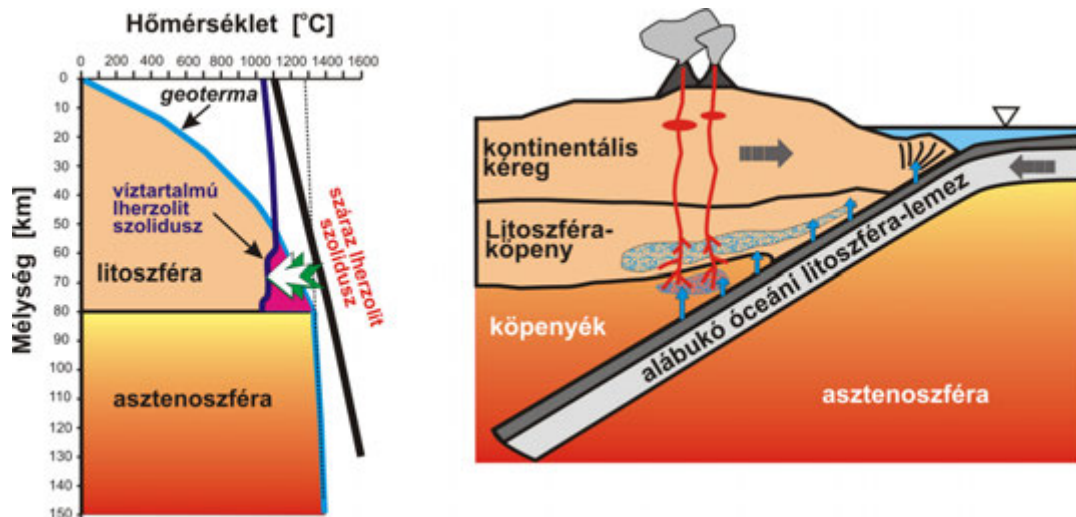
Az óceáni hátságok mentén zajló földtani értelemben vett folyamatos kőzetlemez szétszóródás asztenoszféra kőzetanyag felemelkedést idéz elő, azaz nem meglepő, hogy a Földön ez a folyamat vezet a legnagyobb mértékű magmaképződéshez. Évente ebben a lemeztektonikai környezetben kerül a felszínre az összes magma mennyiség mintegy háromnegyede! Ez a típusú magmaképződés azonban nem csak óceáni területek alatt történhet, hanem kontinentális térségekben is. Bizonyos esetekben a kontinentális litoszféra is elvékonyodhat. Ez a helyzet például a Kelet-Afrikai hasadékvölgy mentén, ahol többek között a Kilimandzsáró és a Nyiragongo tűzhányók is találhatóak. Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a természetben nem ritka, hogy a litoszféra vastagsága csökken, ami az asztenoszféra anyagának passzív felemelkedését okozza és ez, a nyomáscsökkenés következményeként, akár magmaképződéshez vezethet!

A második feltevésünk az volt, hogy a geotermát toljuk el jobbra addig, amíg az metszi a szoliduszt. Ez azt jelenti, hogy az asztenoszféra hőmérséklete nem 1300°C körüli, hanem akár 1500°C és így nagyobb mélységben is elindulhat az olvadás. A Földön valóban vannak úgynevezett forró-folt területek, ahol az átlagosnál nagyobb a felszíni hőáram, továbbá jelentős vulkáni működés zajlik. Ilyen, jellemzően lemezen belüli területen található például a Hawaii-szigetek, a Réunion sziget, Izland, az etiópiai Afar térség, valamint számos vulkáni sziget a Csendes-óceán és az Atlanti-óceán déli részén. A kutatók többsége szerint ennek oka az, hogy nagy hőmérsékletű köpenyanyag áramlik fel, valószínűleg a földmag és földköpeny határán lévő D''-rétegből. A számítások szerint ennek a köpenyanyagának a hőmérséklete 200-300°C-kal magasabb a normál asztenoszféra hőmérsékleténél (1300-1400°C). A köpenycsővában tehát megvalósul a második felvetés, itt a geoterma a magasabb hőmérséklet felé tolódik el. Azonban ez nem azt jelenti, hogy a magmaképződés a megemelkedett hőmérséklet miatt következik be. A köpenycsőva belsejében valóban anomáisan magas a hőmérséklet, azonban a peremi részekben keveredik a szomszédos földköpeny anyaggal és itt a hőmérséklet különbség már nem olyan nagy. Az olvadás tehát nem azért történik, mert a köpenycsőva nagy hőmérsékletű kőzetanyaga felhevíti a peridotit anyagát és ezért ott részleges olvadás kezdődik. Az olvadás a köpenycsőva belsejében történik. A magasabb hőmérséklet következménye csupán annyi, hogy már nagyobb mélységben előállhat az az állapot, hogy a geoterma metszi a szoliduszt. Vegyük figyelembe, hogy ebben az esetben is mozgásban lévő földköpeny anyag olvad meg, azaz a magmaképződés oka ebben az esetben is a nyomáscsökkenés. Az ábra nyelvén beszélve tehát itt nem azt történik, hogy a geotermát egyszerűen jobbra toljuk, azaz nem hőmérséklet emelkedés az oka a magmaképződésnek! A nagyobb mélységben történő magmaképződésnek látnunk kell az eredményét és valóban, a forró foltok területén a tholeiites bazalt magmák mellett megjelennek más típusú bazaltos magmák is, mégpedig Si-telítetlen alkáli bazaltos összetételűek. Ennek okára későbbiekben még visszatérünk.

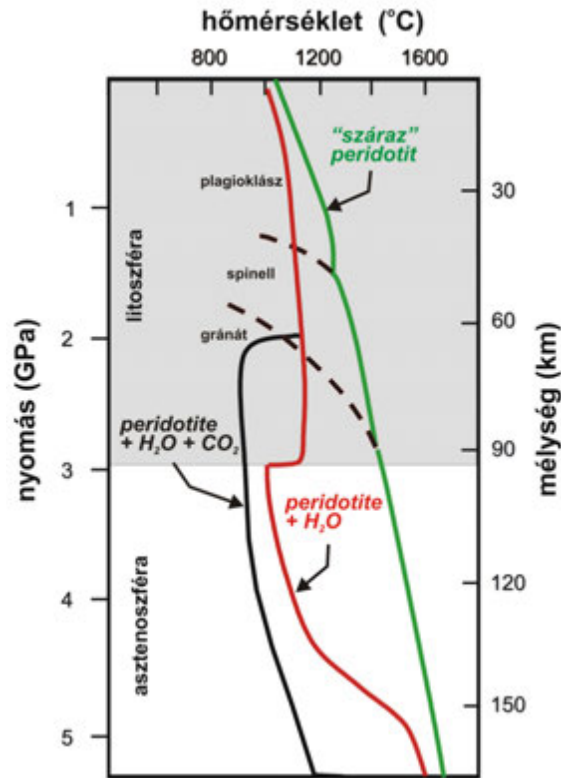


II.46. ábra – Magmaképződés oka forró folt területek alatt. Anomálishan nagy hőmérsékletű köpenycsóva anyagának nagyobb mélységben zajló nyomáscsökkenéses olvadás modellje.

A magmaképződés harmadik lehetséges esete a szolidusz görbe lefutását érinti, ami annyit jelent, hogy nem a száraz lherzolitra jellemző olvadáspont valósul meg adott mélységben. Más anyagra van szükségünk! Egy lehetséges megoldás az, hogy a lherzolit nem teljesen „száraz”, hanem valamennyi illóanyagot is tartalmaz. A legújabb kutatások kimutatták, hogy akár a névlegesen száraz ásványokban, mint például az olivinben és piroxénekben is lehet nagyon kis mennyiségben víz. Ez akár jelentősen is módosíthatja a szolidusz lefutását és lehetővé teheti a magmaképződést, akár olyan mélységben is, ahol „száraz” lherzolit nem olvadna meg. A szeizmikus tomográfia modellek azt mutatják, hogy a hátságok alatt már 150 km mélyen elkezdődik az olvadás és 80-100 km mélységben egyre intenzívebbé válik. Ezt megerősítik a geokémiai vizsgálatok eredményei is, amelyek arra utalnak, hogy az óceáni hátságok alatti magmaképződés gránát ásvány jelenlétében kezdődik, azaz 80 kilométernél mélyebben! Ilyen mélységben azonban a lherzolit kőzet olvadáspontja nagyobb, mint az asztenoszféra jellemző hőmérséklete! Egy lehetséges magyarázat erre, hogy a földköpeny anyaga ha nagyon kis mennyiségben is, de tartalmaz illó komponenst. A következő ábra azt szemlélteti, hogy milyen mértékben változik a peridotit szolidusz görbéje, ha az vizet vagy széndioxidot tartalmaz.



II.47. ábra – Magmaképződés oka szubdukciós zónák alatt: olvadáspont-csökkenéses olvadás modellje.

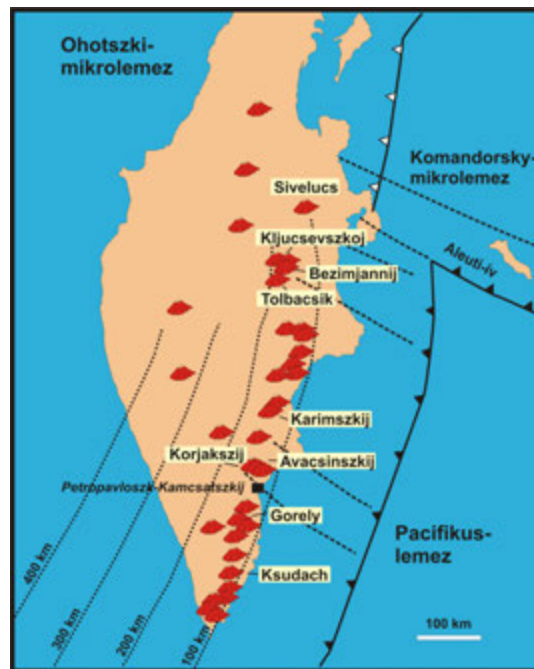


II.48. ábra – Különböző peridotit összetétel (peridotit és különböző mennyiségű illótartalom) szolidusz görbéje. Figyeljük meg, hogy az illók csökkentik a peridotit kőzet olvadáspontját, azaz a szoliduszt a kisebb hőmérséklet felé (balra) tolják el.

A lemeztectonikai környezetek között azonban van olyan hely, ahol ez az eset jóval nyilvánvalóbban valósul meg. Ez pedig a szubdukciós zónák, ahol a legtöbb aktív tűzhányó található. A mélybe alábukó óceáni litoszféra-lemez viszonylag sok vizet tartalmaz, mivel a vízzel borított óceáni kéreg anyagát átjárták a vizes oldatok. A magas hőmérsékleten az óceáni kérget alkotó bazalt és gabbró kőzetek ásványai átalakulnak a vizes oldatokkal való reakció során és (OH)-tartalmú ásványok jönnek létre, mint például szerpentinásványok, agyagásványok, zeolitásványok, esetleg amfibolok. A szubdukció során emellett, sokszor tengeri üledék is a mélybe kerül, aminek szintén jelentős a víz-tartalma. Az egyre mélyebbre hatoló kőzetlemezben a hőmérséklet nő, akárcsak a nyomás. A víz-tartalmú ásványok ilyen körülmények között már nem stabilisak, átalakulnak kisebb (OH)-tartalmú, vagy vízmentes ásványokká (ez a metamorfózis folyamata). A víz oldatok formájában távozik. A mélytengeri árokhoz közel, az akkréciós éket átjárják ezek a vizes oldatok. Nagyobb mélységben a vizes oldatok bejutnak az alábukó kőzetlemez feletti földköpeny-ékbe, ahol reakcióba lépnek az ott lévő lherzolit magnéziumban dús ásványaival. Ilyen nagy mélységben a reakció eredménye egy nagy nyomáson is stabil amfibol- (pargasit) vagy biotit-változat (flogopit). Az alábukás során, a szubdukálódó óceáni kőzetlemez magával húzza a felette lévő földköpeny anyag egy kis, kb. 1-3 km vastag részét, azaz az átalakuláson átment, víz-gazdag lherzolit lefelé vonszolódik.

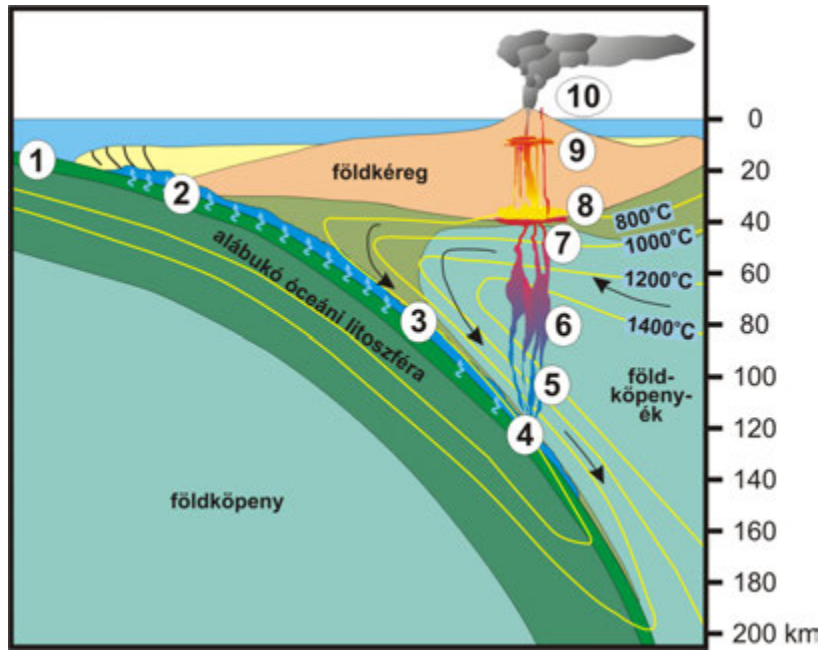
A szubdukciós övekben a tűzhányók szorosan követik az alábukási zónát. Érdekes megfigyelni, hogy a vulkáni öv szélessége nem túl nagy (általában néhány tíz kilométer) és a mélytengeri ároktól való távolságuk attól függ, hogy milyen szögben bukik alá az óceáni litoszféra. Kimutatható, hogy a vulkáni lánc helyzetét a Wadati-Benioff zóna mélysége, azaz az alábukó kőzetlemez felszínének mélysége határozza meg. A vulkáni sáv úgy helyezkedik el, hogy alatta 100-120 km mélységben van a szubdukálódó litoszféra. Néhány esetben, például Japánban kialakult azonban egy második vulkáni lánc is, ami alatt a szubdukálódó kőzetlemez 160-200 km mélységben van. Egy további fontos megfigyelés, hogy e második vulkáni öv kőzetei különböznek az elsődleges vulkáni ív kőzeteitől, mégpedig káliumban gazdagabbak (a jellemző kőzettípus a shoshonit). Végül egy fontos általános megfigyelés, hogy a szubdukciós övekben megjelenő magmák vízben gazdagabbak, mint a más lemeztectonikai környezetben keletkező kőzetolvadékok. Mindezek magyarázatot adnak arra is, hogy ezeken a területeken miért keletkezik viszonylag sok magma.

A japán Yoshiyuki Tatsumi szerint az ok a mélyben keresendő, mégpedig az ásványátalakulások folyamatában. A pargazitós amfibol 100-120 km mélységnek megfelelő nyomás és hőmérséklet körülményekig stabil. Ez azt jelenti, hogy az alábukó kőzetlemezzel lefelé vonzóuló amfibol-gazdag lherzolit köpenyanyagban ebben a mélységben jelentős változások indulnak el. Az amfibol felbomlik, a benne lévő 1-2 tömeg% mennyiségű víz oldatok formájában felszabadul és bejut a felette húzódó köpenyékbe. Itt újra reakcióba lép a lherzolit ásványaival és a száraz peridotit vízben telítődik. A földköpeny e területét azonban az alábukó kőzetlemez már nem vonzólja magával. Az oldat-kőzet reakció eredményeképpen csökken a peridotit sűrűsége és csökken az olvadáspontja is. A víz-tartalmú peridotit felfelé mozdul el, és közben elkezdődik az olvadása. Nagyobb mélységben, kb. 180 km mélyen a flogopit is felbomlik. Mivel a flogopit kálium-tartalma viszonylag jelentős és a kálium vízben jól oldódó elem, ezért a felszabaduló oldatok telítődnek ebben az elemben. Ennek következménye, hogy az ebben a zónában keletkező olvadékok is gazdagabbak lesznek káliumban, ami magyarázza a shoshonitok képződését.



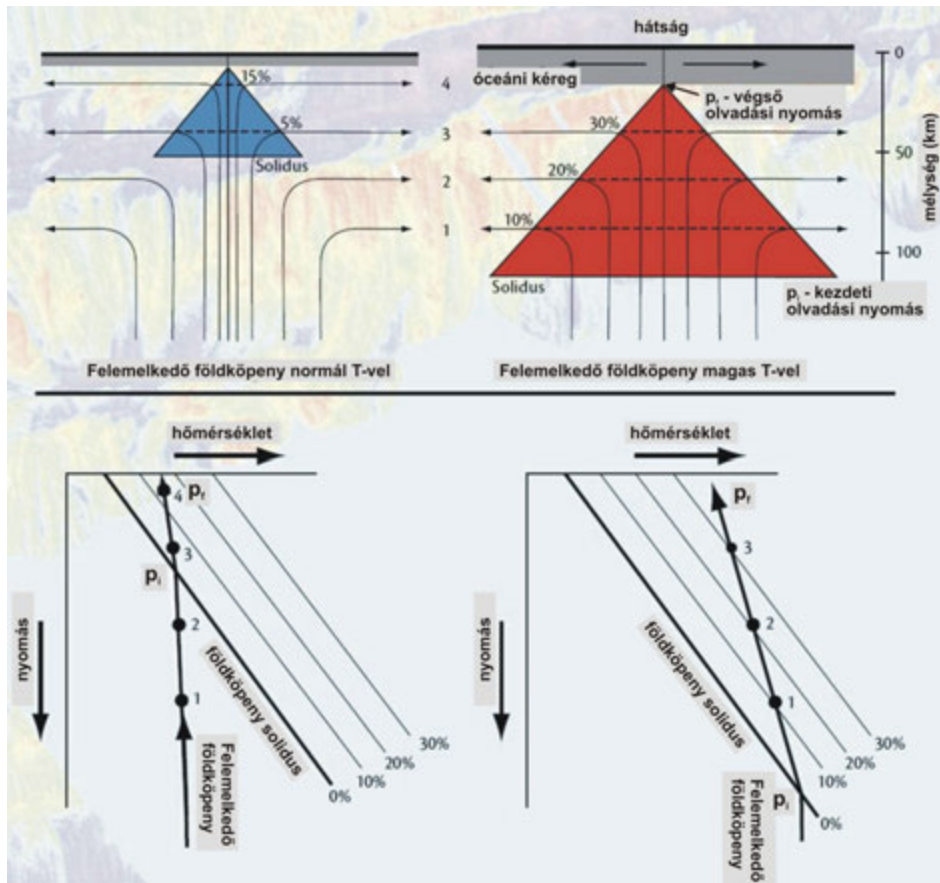
II.49. ábra – Kamcsatka aktív tűzhányóinak elhelyezkedés és a Pacifikus-lemez alábukásának mélysége (Wadati-Benioff-öv). Figyeljük meg, hogy az aktív vulkáni zóna 100-120 km-re van az alábukó kőzetlemez felett.

Az amerikai Timothy Grove és munkatársai némileg eltérő magyarázatot adtak a szubdukciós zónák alatt történő magmaképződés okára. Kísérleti eredményeik alapján felállították az **olvadáspont-csökkenéses olvadás** modelljét, aminek a lényege a következő: az alábukó kőzetlemezről felszabaduló vizes oldatok, amik több-kevesebb alkáliát (pl. nátriumot és káliumot) is visznek magukkal, bejutnak a szubdukálódó kőzetlemez feletti, lefelé vonzóuló peridotit kőzettestbe. Ebben a viszonylag vékony rétegben részben új ásványok formájában stabilizálódnak, részben elkülönült oldatcseppeként maradnak meg. Miért nem tudnak innen kiszabadulni ezek a kis sűrűségű és ezért mobilis oldatok? Ennek oka az, hogy a peridotit nem engedi el őket! A vizes oldatcseppek ásványszemcsék határai mentén mozoghatnak. A hatékony mozgáshoz azonban az kell, hogy legyen összeköttetés a kőzettestben, ahol a fluidumok mozogni tudnak. Ez attól függ, hogy milyen az ásványok érintkezése egymással és a köztük csapdázódott fluidummal. Amennyiben az oldat vagy olvadékcseppet körülfogó ásványok illeszkedése olyan, hogy a szomszédos kristályok lapjai által bezárt szög túl nagy (nagyobb, mint 60 fok), akkor ebben a geometriai helyzetben a fluidcsepp nem tud kiszabadulni. Ez az állapot jellemzi a peridotitot viszonylag kis hőmérsékleten (<900°C-on) és nyomáson (<3 GPa, ami hozzávetőleg 90 km mélységnek felel meg), azaz ilyen körülmények között a vizes oldatok „benragadnak” a peridotit kőzettestben. Japán kutatók, Kenji Mibe vezetésével végeztek kísérleteket arra, hogy hogyan változik a kristályok által bezárt szög, és azt találták, hogy magasabb hőmérsékleten és nagyobb nyomáson megváltozik a kristályok illeszkedése és a bezárt szög kisebb lesz, mint 60 fok. Ez azt jelenti, hogy a kőzet ekkor már permeábilis lesz, azaz átteresztőképessé válik. Az oldatok megnedvesítik a kristályszerkezet falát, és egymással összeköttetésbe kerülnek, kialakul egy vékony repedéshálózat, amiben a fluidumok mozogni tudnak. Ez a változás kb. 100 km mélységben van, tehát a vulkáni ívek helyzetét a peridotit kőzetek átteresztőképessé válása is meghatározhatja.



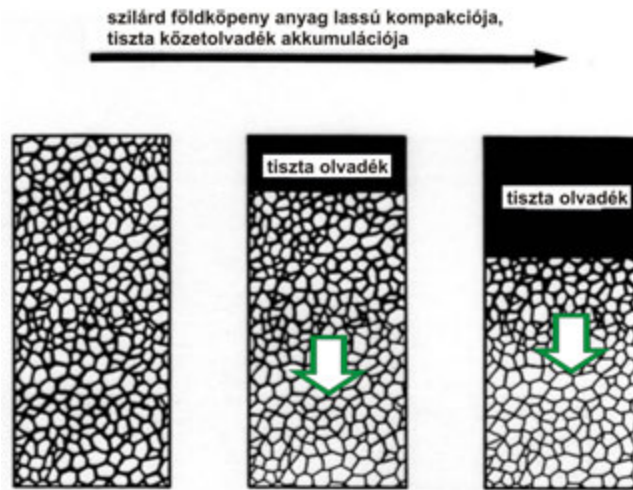
II.50. ábra – Az olvadáspont-csökkenéses olvadás és magmafejlődés modellje lemezalábukási övekben. A sárga vonalak az azonos hőmérsékleti pontokat összekötő vonalak 1. az óceáni kéreg a tengervízzel való kölcsönhatás következtében átalakul. 2. a lemezalábukás során az egyre nagyobb hőmérsékleten és nyomáson az OH-tartalmú ásványok átalakulnak, és vizes oldatok távoznak a kőzetlemezről. 3. A szubdukáló lemez feletti néhány kilométer vastag földköpeny réteg lefelé vonszolódik. Ebben a rétegben halmozódnak fel a kőzetlemezről kiáramló oldatok, de innen kiszabadulni csak 100 km mélység körül tudnak. 4. Vizes oldatok áramlanak fel, amelyek csökkentik a peridotit olvadáspontját. 5. Először kis sűrűségű víz-gazdag olvadék keletkezik, ami a kőzetek pórusai mentén gyorsan emelkedik. 6. Nagyobb hőmérsékleten a vizes olvadék kölcsönhatásba lép a földköpeny peridotit kőzetével és egyre nagyobb részt olvaszt meg. 7. a keletkező bazaltos magma megakad a vastag földkéreg alatt. 8. a bazaltos magma hőhatása olvadást indít el a földkéreg alsó részén, ahonnan időszakos magmacsomagok emelkednek a földkéreg sekélyebb részébe. 9. kiterjedt magmatározó alakul ki. 10. a szilíciumgazdag magmát tartalmazó magmakamrából és esetenként a mélybeli bazaltos olvadéktestből felemelkedő kőzetolvadékok vulkáni kitöréseket eredményeznek.

A kis sűrűségű vizes fluidumokra jelentős felhajtóerő hat, ezért igyekeznek lendületesen felfelé mozogni. Ahogy térfogatuk nő, a belső nyomásuk révén képesek akár kisebb töréseket létrehozni a peridotit kőzettestben, ami továbbsegíti gyors mozgásukat. A 800-900°C hőmérsékletű, lefelé vonszolódó peridotit rétegből kikerülve a vizes oldatok a nagyobb hőmérsékletű (kb. 1200-1400°C) köpenyékbe jutnak, ahol reakcióba lépnek a peridotit kőzetanyaggal. A vízzel telített peridotit olvadáspontja jóval kisebb, mint a száraz peridotit, ezért a reakció eredményeképpen olvadás indul meg. A kezdeti olvadék vízben nagyon gazdag (a H₂O koncentrációja 25-30 tömegszázalék is lehet), azaz továbbra is meglehetősen mobilis. A magas hőmérsékleten áteresztőképes, azaz porózus peridotit anyagban a vizes kőzetolvadék gyorsan mozog, legalábbis ilyen mélységre vonatkoztatva. A számítások szerint 10-20 ezer év alatt jut el a földkéreg alá, azaz halad át egy kb. 40 km vastag köpenyeken. Mindeközben folyamatosan kölcsönhatásban van a szomszédos kőzetekkel, ami azt jelenti, hogy egyre több ásványfázis olvad meg a környezetében és kerül be az olvadékba. Ezzel a kőzetolvadék szilícium-dioxid tartalma folyamatosan nő, víz-tartalma pedig csökken. Végül egy 20-25% részleges olvadásnak megfelelő mennyiségű magma alakul ki a földkéreg alatt, amelynek az összetétele bazaltos és már csak néhány százalékban tartalmaz vizet. Ez a bazalt összetétele a víz jelenlétében zajló folyamatos reakciók miatt más, mint ami az óceáni hátságok vagy a forró-folt területek alatt alakul ki. A bazaltok kémiai összetételéből ezért vissza tudunk következtetni arra, hogy milyen lemeztektonikai környezetben és milyen körülmények között képződtek!



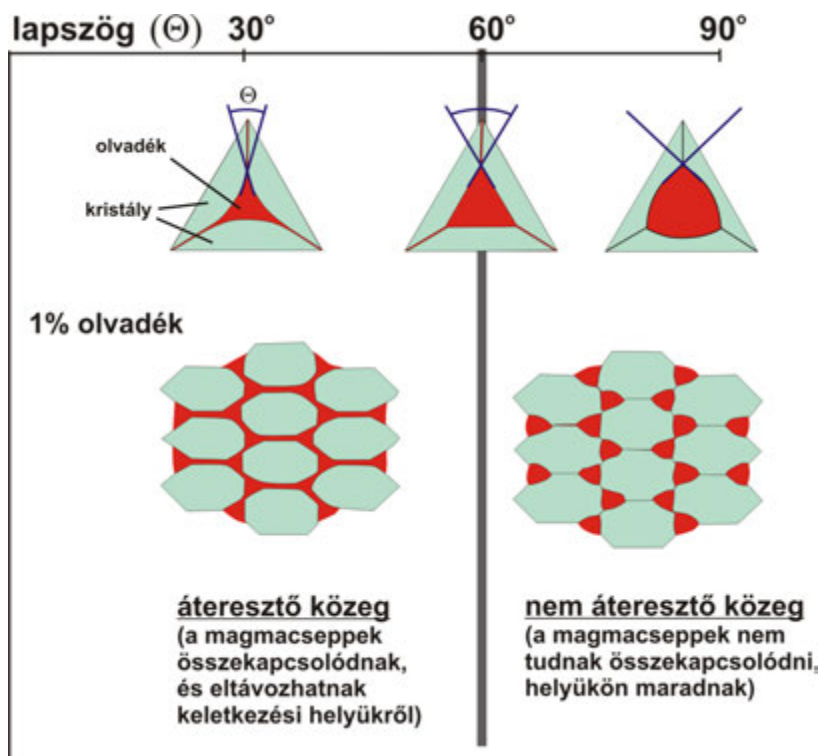
II.51. ábra – Az olvadási terület a földköpenyben Charles Langmuir és munkatársai nyomán. Figyeljük meg, hogy ez nem egy adott mélységre koncentrálódik, hanem egy háromszög alakú területre. Az olvadás tehát egy mélységintervallumban történik, aminek van egy kezdeti olvadási nyomás értéke (p_i) és egy felső, végső olvadási nyomás értéke (p_f)

Összefoglalóan, a magmaképződés legfontosabb hajtóereje a **nyomáscsökkenés**, azaz a földköpeny anyagának felfelé való mozgása. Mindez egy másik fontos tényezőre hívja fel a figyelmet. Nevezetesen arra, hogy nem beszélhetünk egy adott nyomáson, egy adott mélységben zajló olvadásról, sokkal inkább egy mélységközben zajló olvadás történik. Az olvadási oszlopnak van egy kezdő nyomása és egy végső nyomás értéke. A kezdeti olvadási nyomás értéket a földköpeny kőzet szolidusza jelöli ki, míg a végső nyomás értéket számos kutató szerint a litoszféra alsó határa jelöli ki. Az olvadási oszlop az elméleti számítások szerint azonban valójában egy háromszög alakú területtel írható le, amit a modern geofizikai vizsgálatok, szeizmikus tomográfia modellek is alátámasztani látszanak. A részleges olvadás alapvetően a gránát-peridotit stabilitási mezőben kezdődik el, majd folytatódik felfelé ott, ahol már a spinell stabil. Az olvadás mértéke egyre nagyobb, amíg a keletkező magma eléri azt a mennyiséget, hogy kisebb sűrűségénél fogva a rá ható felhajtóerő hatékonyan elkülöníti a megolvadó kőzetanyagtól. Úgy is mondhatjuk, hogy a magma egyre inkább gyorsabban kezd felfelé mozogni, mint a földköpeny anyaga. A földköpeny kőzetanyag eközben tömörödik, újrendeződik és ásványfázisai az adott nyomás és hőmérsékletnek megfelelő új egyensúlyba kerülnek. A hatékony magma elkülönülést elősegíti a földköpeny ásványfázisainak megfelelő érintkezési laphozza is, azaz amennyiben a földköpeny kőzet megfelelően permeábilis. Ez, mint az a fentiekben láttuk, kisebb mint 60° -os laphozza esetében valósul meg.



II.52. ábra – A részleges olvadás során keletkező magma fokozatosan elkülönül a megolvadó és lassan összetömörödő és újrapendeződő földköpeny anyagtól.

A nyomáscsökkenés azonban úgy tűnik még nem elég, szükséges az is, hogy valami elindítsa az olvadási folyamatot, mégpedig akár nagy mélységben, 100 kilométernél mélyebben. Ehhez pedig vagy **víz szükséges vagy olyan kőzetek jelenléte, amelyeknek kisebb az olvadáspontja a peridotiténál.** Az óceáni hátságok mentén keletkező bazaltok 0,2-0,6 tömeg% vizet és 0,2-0,7 tömeg% szén-dioxidot tartalmaznak. Ez azt jelenti, hogy a magma forrásterületének 100-400 ppm vizet és ugyanennyi szén-dioxidot kell tartalmaznia. A földköpeny anyaga nem teljesen száraz, még az óceáni hátságok alatt sem. Honnan a víz? A Föld néhány milliárd éves története során folyamatosan keletkezik új óceáni kéreg, és ugyanennyi kerül vissza a földköpenybe. A földköpenybe visszajutó óceáni kéreganyag azonban a korábbiakban említettek miatt vizet is tartalmaz. Ennek nagy része sekély mélységben eltávozik, azonban kis mennyiségben még az Átmeneti Zónába (400-600 km mélységben) felhalmozódó kőzetlemez anyagban is maradnak illó anyagok. A szubdukció során kisebb-nagyobb óceáni kőzetlemez darabok leválhatnak az alábukó lemezről és a felső földköpeny peridotit anyagába ágyazódnak, mint eklogitos kőzettestek. Ezek is tartalmazhatnak kis mennyiségben vizet. Ráadásul az eklogit olvadáspontja kisebb, mint a peridotité, azaz ezek a kőzettestek hajlamosabbak olvadásra akár nagyobb mélységben is. Az olvadáshoz azonban szükséges a földköpeny anyagának felfelé való mozgása, a nyomás csökkenése. A földköpeny peridotit anyagának részleges olvadás során bazaltos magma jön létre, amelynek jellege azonban attól függ, hogy milyen lemeztectonikai helyzetben történt a magmaképződés.

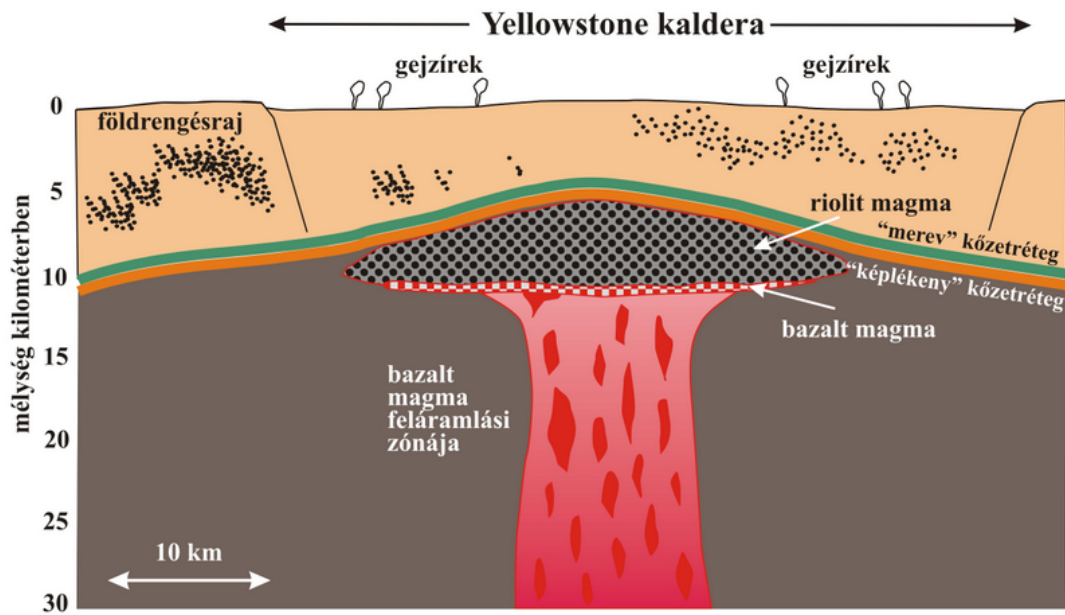


II.53. ábra – A kőzetekben kialakuló olvadékcseppek akkor tudnak eltávozni és magmatömeget kialakítani, ha a szomszédos kristályszemcsék lapjai által bezárt szög (lapszög) kisebb, mint 60° . A földképenyt alkotó peridotit kőzetben kb. 900°C felett csökken a lapszög 60°C alá, azaz ekkor válik a kőzet áteresztő közeggé.

A magmaképződés tehát nem hőmérsékletnövekedés, hanem nyomáscsökkenés miatt történik a földképenben. Azonban az uralkodó bazaltos elsődleges magmák mellett bizonyos esetekben előfordulhat az is, hogy szilíciumgazdag magma keletkezik. Ez azonban csak a földkéreg anyagának megolvadása során jöhet létre. A földkéreg anyaga mereven viselkedik, ebben az esetben tehát anyagáramlással és ehhez kapcsolódó nyomáscsökkenésről nem beszélhetünk. Itt, a magmaképződésben valóban a hőmérséklet játszik meghatározó szerepet!

A szilíciumgazdag magmás kőzetek, mint például a riolitok és gránitok fő ásványai a földpátok és a kvarc. Az ezekkel az ásványfázisokkal kémiai egyensúlyt tartó kőzetolvadék nem származhat peridotit olvadásából, ahol magnézium-gazdag és szilícium-szegény ásványok vannak. Az egyetlen lehetőség, hogy magmaképződés során jelentős tömegű szilíciumgazdag kőzetolvadék keletkezzen a földkéreg! A kontinentális földkéreg alsó részét alkotó metamorf kőzetek kémiai összetétele a bazaltokéhoz hasonló. Ha ez a kőzet megolvad, mégpedig ez is csak részlegesen, akkor a keletkező magma a kísérletek eredményei alapján SiO_2 -ben gazdagabb lesz. A létrejövő magma dácitos vagy akár riolitos összetételű is lehet!

Az SiO_2 -gazdag magmák viszkózusabbak, azaz nehezebben folynak, így sok esetben nem érik el a felszínt és a földkéregben kristályosodnak ki, sokszor tekintélyes méretű gránit testeket alkotva. A víz-gazdag riolitos olvadékok azonban elérhetik a felszínt és heves vulkáni kitörést okoznak. A Föld legnagyobb vulkáni kitöréseit szinte mindig dácitos és riolitos magmák táplálták. Fontos hangsúlyoznunk, hogy a gránitos vagy riolitos magma ugyanazt a kémiai összetételt jelenti, a különbség csak ott van, hogy a magma megakad a földkéregben és ott kristályosodik ki (gránit) vagy a felszínre tör és vulkáni kitörést okoz (riolit). Mi kell ahhoz, hogy a földkéreg alsó része megolvadjon? Ebben a mélységben a hőmérséklet ritkán nagyobb $600\text{-}700^\circ\text{C}$ -nál, ami jelentősen alatta van a kőzetek olvadáspontjánál.



II.54. ábra – A Yellowstone alatti szilíciumgazdag, riolitos magma a feláramló bazaltos olvadék hőhatására jön létre a földkéregben.

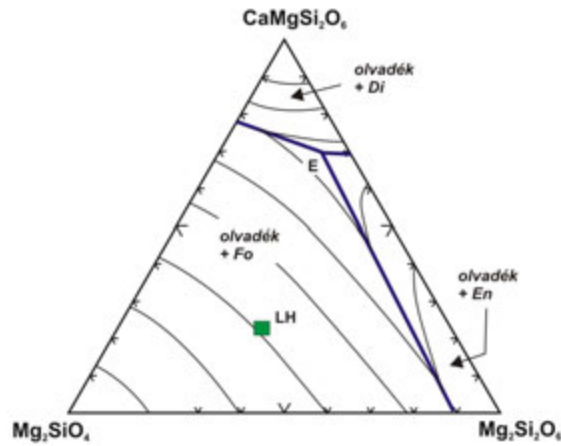
Lényeges információt nyújt a riolitos és gránitos kőzetek földrajzi elhelyezkedése. Ezek általában szubdukciós övezetekben, mégpedig aktív kontinentális szegélyeken találhatóak, mint például az Andokban, ahol a földkéreg vastagsága meghaladja a 40-50 kilométert. A gránitok másik fő előfordulási területe az úgynevezett kollíziós zónák térsége, ahol két kontinentális kőzetlemez feszül egymásnak és ennek következtében magas hegyláncok jönnek létre, mint például az Alpok vagy a Himalája. A kollíziós zónákban jellemzően vastag a kontinentális kéreg, a Moho felület akár az 50-60 km mélységben húzódhat. A szilíciumgazdag magmák keletkezése tehát többnyire vastag földkéreggel jellemzett területekhez kötött. Ebben az esetben a földkéreg alsó részén már jóval az átlagosnál magasabb a hőmérséklet és akár elérheti a jelenlévő kőzetek olvadáspontját is.

Az SiO_2 -gazdag magmák létrejöttében, azonban nagy szerepet játszanak a bazaltos magmák is. Ezek a kőzetolvadékok a vastag kontinentális kéreg alatt sokszor megakadnak és a Moho felület alatt terülnek szét. Az 1200°C hőmérsékletű bazaltos magmák, különösen ha mennyiségük is jelentős, átfűthetik a földkéreg alsó részét és a hőmérséklet emelkedés olvadást okozhat. A földkéreg bazaltos összetételű metamorf kőzeteinek olvadáspontja jóval kisebb, mint a peridotit kőzeteké, azaz a magmaképződés, kb. 50 km mélységben, már akár $1000\text{-}1100^\circ\text{C}$ hőmérsékleten megindulhat. Az olvadás során riolitos összetételű magma keletkezik, ha azonban az így létrejövő SiO_2 -gazdag olvadék keveredik az alatta lévő bazaltos magmával, akkor egy homogén dácitos magma jöhet létre. Ilyen dácitos magmák gyakoriak mind az Andokban, mind az észak-amerikai Kordillerákban.

II.5.2. Magmaképződés a földköpenyben: különböző összetételű bazaltos magmák kialakulása

Habár a földköpeny kőzetének, a peridotit olvadását alapvetően a nyomás csökkenés okozza, a magmaképződés folyamatát és a keletkező magma összetételbeli sajátosságát egyszerűbb az állandó nyomásra megrajzolt hőmérséklet-összetétel fázisdiagramokon szemléltetni. Az alábbi ábra a forsterit-diopszid-ensztatit összetételbeli rendszert mutatja, ami a földköpeny peridotit analógiájaként tekinthető. Az ábrán kék vonalak jelzik az úgynevezett kotektikus likvidusz egyensúlyi határokat, ahol két ásványfázis és olvadék tart egymással egyensúlyt. Az E pont, az eutektikus pont, ahol a rendszerben lévő összes fázis (a három szilárd fázis, valamint az olvadék) jelen van és egyensúlyban van egymással. Az eutektikus pont két- vagy több-komponensű rendszerekben az a legalacsonyabb hőmérséklettel jellemezhető pont, ahol a kristályosodás vagy az olvadás adott, állandó összetételben zajlik, miközben a hőmérséklet változatlan marad.

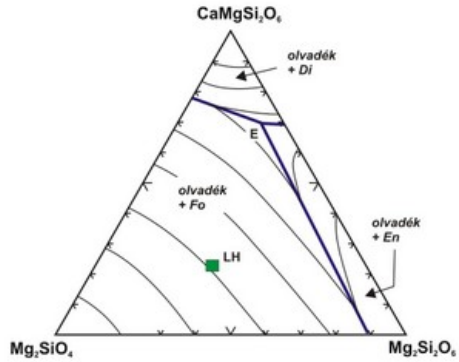
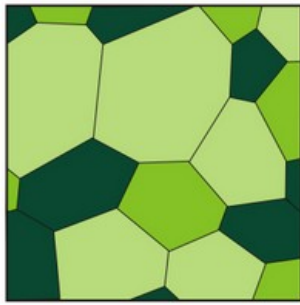
Az ábrán LH jelöli a földköpeny lherzolit kőzet helyét. Amennyiben ez a kőzet megolvad, az olvadék összetétele az E pontban lesz, azaz az olvadás az eutektikus pontban kezdődik (az ábrán az m1 olvadék). Ez azt is jelenti, hogy a lherzolit olvadása során keletkező olvadék összetétele nem lherzolitos lesz, hanem annál nagyobb szilíciumdioxid-tartalmú, sokkal inkább a diopszidhoz közelebbi. Ez nincs messze a bazaltos összetételtől. Azt is látnunk kell, hogy ebben a rendszerben akárhol is van a kiindulási kőzet összetétele (lehet ez akár klinopiroxénit is, azaz a háromszögdiagram felső, diopszid csúcshoz közeli területéhez eső, a kezdeti magmaösszetétel az eutektikus pontban lesz!



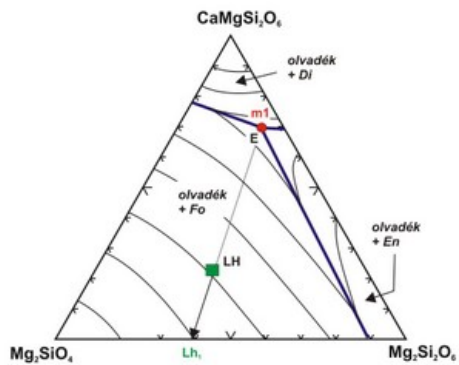
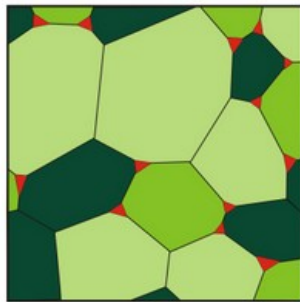
IV.55. ábra – Forszterit-Diopszid-Enstatit rendszer fázisdiagramja Yoder 1976-os munkája nyomán

A fázisdiagram azt mutatja, hogy a lherzolit olvadása ott indulhat meg, ahol a három szilárd ásványfázis érintkezik, azaz a hármaspontokban. Az eutektikus pont helyzete azt is jelzi, hogy az olvadási folyamat során a diopszid nagyobb mértékben lép be az olvadékba, mint amennyi a megolvadó kőzetben a részaránya volt. A megolvadó kőzet modális összetétele folyamatosan változik, a lherzolit diopszid-tartalma egyre csökken (az ábrán Lh1 felé mozog), azaz az összetétel a harzburgit irányba mozdul el. Továbbá, ez azt jelenti, hogy az eutektikus olvadás előrehaladtával a diopszid szükségszerűen el fog fogyni. Ez nagyjából 25-30 %-os olvadás esetén következik be, amikor a földköpeny kőzet modális összetétele az Lh1 pontban van. Ekkor már csak forszterit és enstatit alkotja a kőzetet. Amennyiben tovább zajlik az olvadás, az olvadék összetétele a forszterit-enstatit eutektikus likvidusz vonalon mozog el (az ábrán m2 pont). Ebben az olvadási fázisban az olvadék (magma) összetétele folyamatosan változik, miközben a megolvadó kőzet modális összetétele az Lh1 pontból a Foraszterit csúcs felé tolódik el. Ez azt jelenti, hogy az olvadásban az enstatit komponens nagyobb mértékben vesz részt. Mindez addig tart, amíg a kőzetből teljesen felemésződik az enstatit (m3 összetétel). Ekkor már csak olivin (foraszterit) van szilárd fázisban a kőzetben (dunit), a további olvadás tehát az olvadék + foraszterit stabilitási mezőben halad, mindaddig, amíg a kőzet teljesen megolvad.

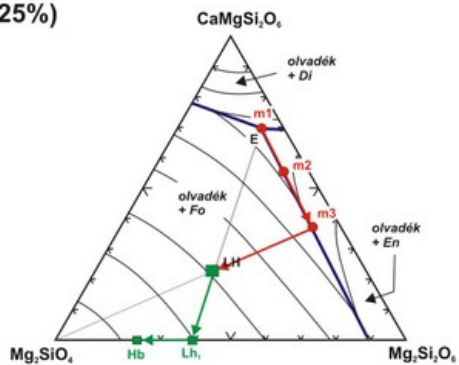
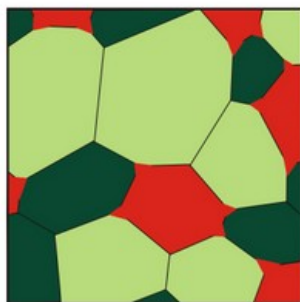
1. Olvadás előtti állapot



2. kezdeti olvadás (F=kb. 1%)



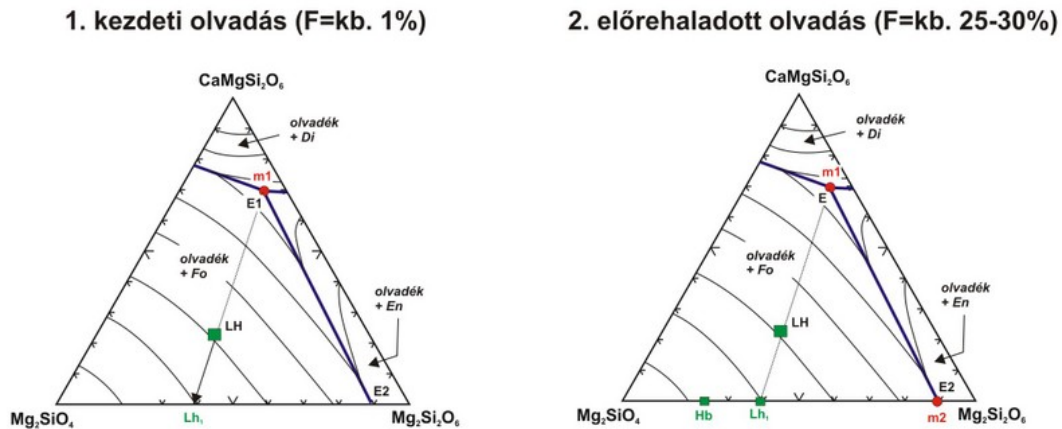
3. előrehaladott olvadás (F=kb. 25%)



IV.56. ábra – Lherzolit egyensúlyi részleges olvadása a Forszterit-Diopszid-Enstatit rendszer fázisdiagramja alapján. A magyarázat a szövegben olvasható.

Az előzőekben ismertetett olvadási modellt az egyensúlyi olvadást írja le, amikor a teljes folyamat során a jelen lévő szilárd és folyékony fázisok kémiai egyensúlyban vannak. Az olvadék összetétele csak addig állandó, amíg az E eutektikus pontban van (m1 összetétel), ez alatt a hőmérséklet sem változik. Ezt követően mind a hőmérséklet (emelkedik), mind az olvadékösszetétel folyamatosan változik. A természetes helyzetre gondolva ez azt jelenti, hogy csak akkor folytatódhat az olvadás, ha a hőmérséklet emelkedik. Erre valójában nincs sok esély, azaz a természetben a részleges olvadás nem futja be a teljes megolvadáshoz vezető útvonalat. Azt is lényeges látnunk, hogy az olvadási folyamat valójában a földképeny kőzetanyag felemelkedése, azaz csökkenő nyomás mellett történik. Azonban ilyen körülmények között sem történik teljes olvadás és csak ritkán éri el az olvadékösszetétel az m2 pontot.

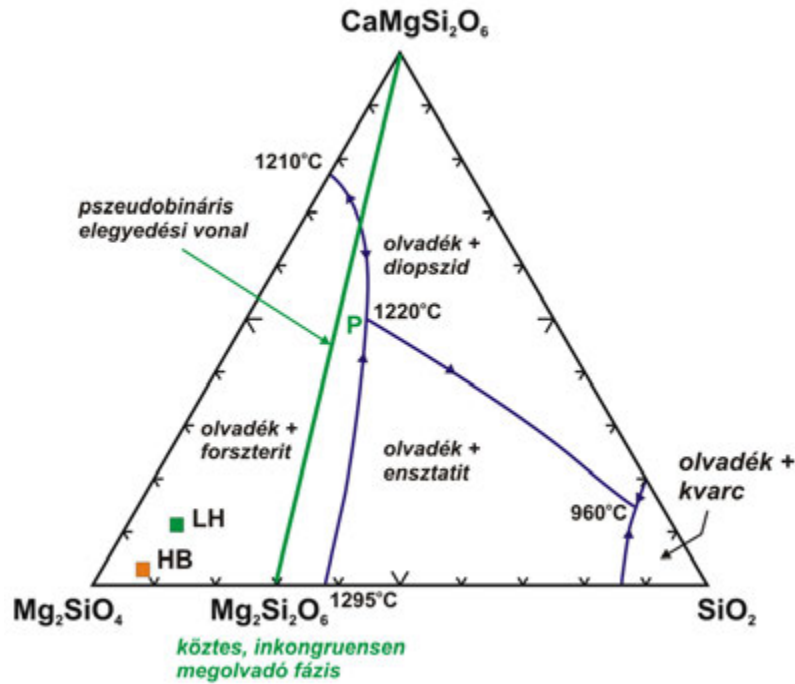
A részleges olvadás azonban nem csak egyensúlyi lehet, hanem frakcionációs is, ami azt jelenti, hogy a keletkező olvadék egy adott térfogat elérése után eltávozik a rendszerből. Ezzel megváltozik a rendszer összetétele, megváltozik a kőzet modális összetétele és további olvadás esetén az ennek megfelelő olvadékösszetétel alakul ki. A következő ábrán ezt az esetet mutatjuk be.



IV.57. ábra – Lherzolit frakcionációs olvadása a Forszterit-Diopszid-Enstatit rendszer fázisdiagramja alapján. A magyarázat a szövegben olvasható.

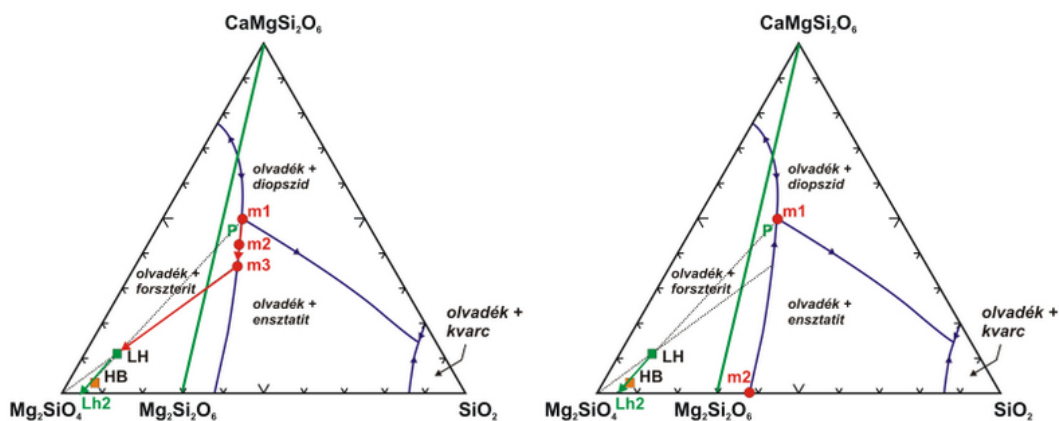
Amikor a megolvadó kőzetből teljesen elfogy a diopszid, akkor annak összetétele Lh1 lesz. A rendszer háromkomponensűből kétkomponensű rendszerre (forszterit-ensztatit) változott. További olvadás csak abban az esetben történik, ha a hőmérséklet értéke e kétkomponensű rendszer E2 eutektikus pontjának hőmérséklet értékét eléri, ami nagyobb, mint a kiindulási háromkomponensű rendszer E1 eutektikus pontjának hőmérséklete volt. Amennyiben ez az állapot előáll, az olvadás tovább folytatódhat, az olvadék összetétele az E2 eutektikus pontnak megfelelő m2 lesz. Ez az olvadás addig tart, amíg a szilárd kőzetben ensztatit van. Mivel az olvadék ismét távozik a rendszerből, ezért ahogy a kőzet összetétele a forszterit pontba jut, az olvadás folyamata megáll. További olvadáshoz ismét nagyobb hőmérséklet kell, ami a forszterit olvadáspontjával egyezik meg. Az egyensúlyi olvadáshoz képest az alapvető különbség tehát az, hogy itt nincsen folyamatosan változó olvadékösszetétel és az m1 összetételből az m2 összetételbe csak akkor ugrik a magma kémiai összetétele, ha megemelkedik a nyomás. Ameddig nem éri el az E2 eutektikus hőmérsékletet nincsen olvadás, nincs magmaképződés.

A természet azonban bonyolultabb annál, mintsem egyszerű fázisdiagramokkal azt le tudjuk írni, bár ezek az egyszerűsített rendszerek alapján maga a folyamat megérthető. A természetben azonban azt tapasztaljuk, hogy a bazaltos magmák között jelentős különbség lehet. Vannak ugyanis Si-telített tholeiites magmák és vannak Si-telítetlen alkáli bazaltos magmák. A hawaii nagy-szigeten például mindkét bazalttípus előfordul. Vajon mi okozhatja, hogy tholeiites vagy alkáli bazaltos magma keletkezzen? Ennek magyarázatára egy másik fázisdiagramot hívnak segítségül, mégpedig a forszterit-diopszid-kvarc összetételbeli rendszert. Az alábbi ábra 2 GPa nyomáson, víztelített körülmények között mutatja a likvidusz vonalakat. Az előző esethez képest egy jelentős különbség az, hogy itt nem eutektikus pontunk van, hanem peritektikus pontunk. A peritektikus pont két- vagy többkomponensű rendszer fázisdiagramján az a pont, ahol az adott hőmérsékleten reakció játszódik le a jelenlévő ásványfázis és a kőzetolvadék között és ennek eredményeképpen egy új ásványfázis keletkezik. A peritektikus ponton történő olvadást inkongruens olvadásnak nevezzük. Például ensztatit olvadása során először SiO_2 -ben viszonylag gazdag olvadék jön létre, ami reakcióba lép a még jelenlévő ensztatittal és ezzel egyidejűleg olivin keletkezik.



IV.58. ábra – Forszterit-diopszid-kvarc rendszer fázisdiagramja 2 GPa nyomáson, víztelített környezetben.

A forszterit-diopszid-kvarc rendszerben a háromszögdiagramot két részre oszthatjuk, amit a diopszid-ensztatit közötti pszeudobináris elegyedési vonal különít el. A jobbra levő területen Si-telített magmák jönnek létre, míg a baloldali térfélen Si-telítetlen magmák stabilisak. Az ábrán látható körülmények között amennyiben a földköpeny lherzolit kőzete (LH) megolvad, akkor a rendszer minimum pontján, az 1220°C-on lévő peritektikus pontban kezdődik el az olvadás. Ez azt jelenti, hogy a piroxének és olivin kristály érintkezési hármaspontján megindul az olvadás, azonban a megolvadó ásványkomponensek közül az ensztatit inkongruensen olvad. A folyamat során szilíciumdioxidban gazdag (bazaltos) olvadék keletkezik, ami mellett olivin jelenik meg. Figyeljük meg azt is, hogy a peritektikus pont által jelzett összetételhez (m1) legnagyobb részt a diopszid megolvadása járul hozzá. Az olvadás előrehaladtával tehát csökken a lherzolit klinopiroxén tartalma (az LH összetételből az olvadás után visszamaradt kőzet összetétele a HB, azaz harzburgit irány felé tolódik el), miközben nő az olivin tartalom. Ez az olvadási folyamat mindaddig tart, amíg a kőzetben van diopszid.



IV.59. ábra – Egyensúlyi és frakcionációs olvadás a forszterit-diopszid-kvarc rendszer fázisdiagramján 2 GPa nyomáson, víztelített környezetben.

Amennyiben a peritektikus pont m1 olvadékösszetételéből normatív ásványkomponenseket számítunk, akkor 7% kvarcot, 46% diopszidot és 47% ensztatitot kapunk. A hawaii tholeiites bazaltok átlagos összetételének CIPW normatív összetétele 5% kvarcot, 43% diopszidot és 52% ensztatitot tartalmaz, azaz a két összetétel jó egyezést

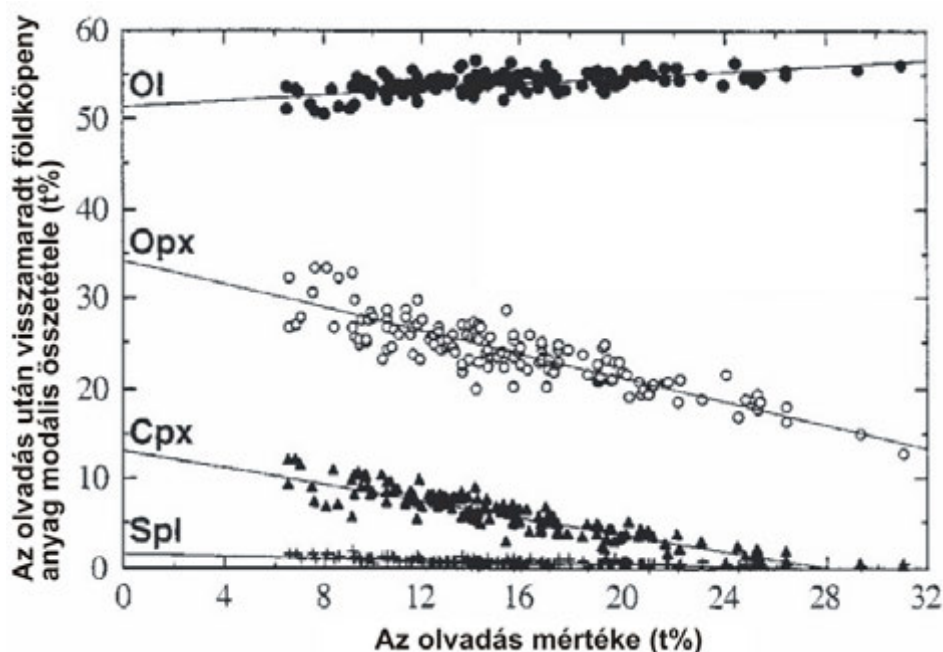
mutat. Ez arra utal, hogy az elméleti, termodinamikai úton levezetett bazaltos magma összetétel jól közelíti a természetes bazalt adatokat, azaz jó eredményt ad a részleges olvadás modellezésére.

Ahogy felolvad az összes diopszid, az olvadék összetétele az m1 pontból eltolódik a kotektikus vonalon az m2, majd az m3 összetétel felé, miközben a megolvadó kőzet összetétele is változik. A termodinamikai emelőszabály szerint kiszámítható, hogy milyen mértékű olvadás szükséges, hogy a földköpeny kőzete diopszid-mentes harzburgit legyen. Ez 21%-os, m1 összetételű magma keletkezése során érhető el. Ezután változik az olvadék összetétele m2, majd m3 irányban mindaddig, amíg az enstatit is elfogy és ekkor már csak olivin és olvadék lesz a rendszerben. A további olvadás addig tart, amíg az összes kőzet felolvad. Ez a folyamat hasonló a korábban megismerttel, a különbség csupán abban van, hogy az olvadás elindulása peritektikus és nem eutektikus ponton történik. Ez tükröződik a keletkező olvadék összetételében, egy másik fontos következmény pedig az, hogy az olvadás során olivin keletkezik. Ezt az elsöre furcsának tűnő eredményt olvadási kísérleti munkák eredményeivel ellenőrizhetjük.

Yaoling Niu számos olvadási kísérleti eredményt összegző munkájában világosan kimutatta, hogy az részleges olvadás mértékének növekedésével a visszamaradt földköpeny kőzet olivin tartalma nő, míg az összes többi komponens viszonylagos mennyisége csökken. Mindez az alábbi általános egyenlettel írható le:

$$0.466 \cdot \text{diopszid} + 0.652 \cdot \text{enstatit} + 0.049 \cdot \text{spinel} = 0.167 \cdot \text{olivin} + 1 \cdot \text{olvadék}$$

Ez az általános egyenlet közel 17% olivin keletkezését tükrözi mintegy 25% olvadás esetén és azt a meglepő eredményt mutatja, hogy nem a diopszid fogy legnagyobb mértékben, hanem az enstatit. Mindez rámutat arra, hogy további kísérleti és elméleti kutatások szükségesek a magmaképződés folyamatának minél pontosabb jellemzéséhez.



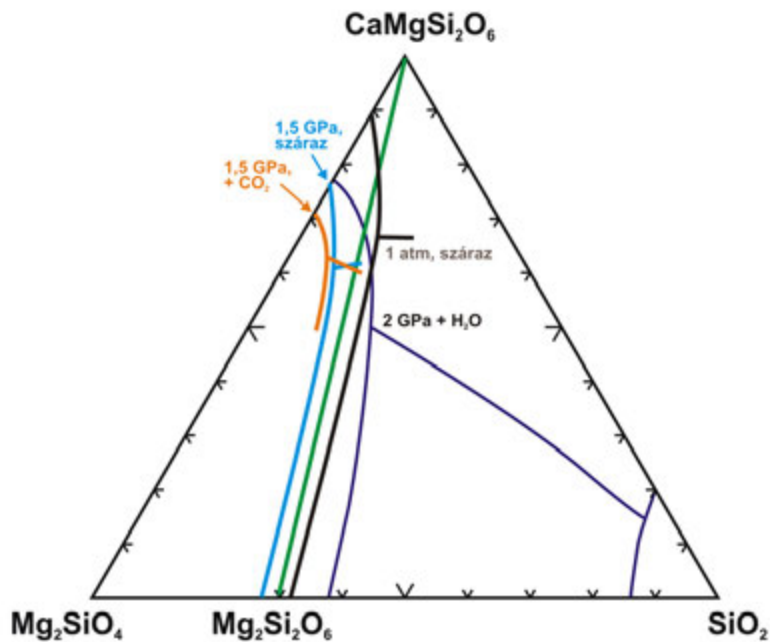
IV.60. ábra – Az olvadás után visszamaradt földköpeny kőzetanyag modális ásványos összetétel változása az olvadás mértékének függvényében olvadási kísérleti adatok alapján (Yaoling Niu 1999-ben publikált munkája nyomán)

A Fo-Di-Q rendszerben a frakcionációs olvadás folyamata is leírható, ami a korábbiakban ismertetett példa szerint annyit jelent, hogy az m1 összetételű olvadék kialakulása és a diopszid elfogyása után csak akkor folytatódik a magmaképződés, ha a hőmérséklet 75°C-kal emelkedik és ekkor indulhat meg a most már kétkomponensű rendszerben az újabb peritektikus ponton az m2 összetételű olvadék kialakulása.

Ez a termodinamikai környezet, az enstatit inkongruens olvadását is figyelembe vevő rendszer, a természetes adatokkal és további kísérleti adatokkal való jó hasonlósággal alátámasztva leírja a Si-telített tholeiites bazaltos magma keletkezését. A kérdés az, hogy miképpen magyarázható az alkáli bazaltos magma kialakulása? A fentiekben bemutatott hőmérséklet-kémiai összetétel fázisdiagramok likvidusz görbéi megadott nyomásra és víztelítettségre

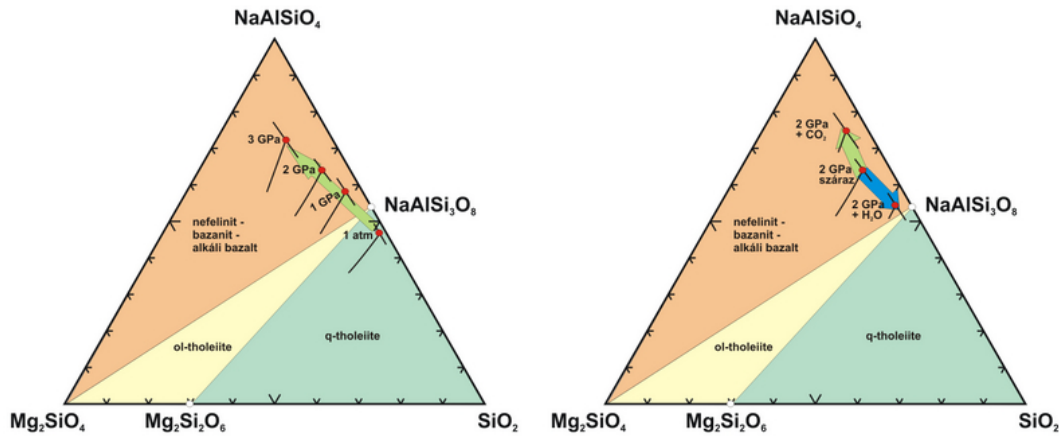
érvényesek (a példánkban víztelített rendszerre és 2 GPa nyomásra, ami kb. 75 km mélységnek felel meg). Nézzük, mi történik, ha változtatjuk a nyomást és az illótartalmat!

Amennyiben víztelített rendszer helyett száraz rendszert feltételezünk 1 atm nyomáson, akkor a minimum pont felfelé tolódik el, de még mindig a kvarc-normatív tholeiites bazalt mezőben maradunk. A nyomás növelésével azonban átkerülünk a diagram baloldali térélfelére, 1,5 GPa nyomáson a minimum pont már egy eutektikus pont lesz a forsterit-diopszid-ensztatit rendszerben. Ezzel pedig visszakaptuk az első példában bemutatott termodinamikai rendszert. Ugyancsak ehhez hasonló összetételű magma jön létre akkor is, ha víz helyett széndioxidot adunk a köpenyanyaghoz. A kérdés már csak az, hogy valóban ezzel Si-telítetlen olvadék alakul ki?

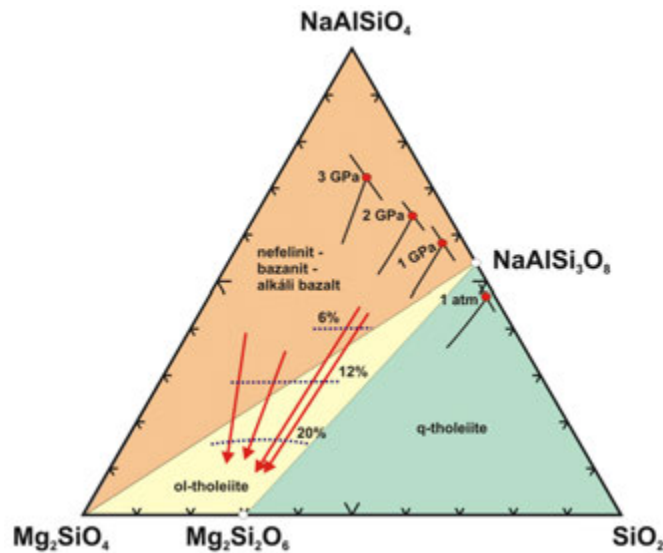


IV.61. ábra – A minimum pont nyomás- és illótartalom függése a forsterit-diopszid-kvarc rendszerben Egger 1974-es munkája nyomán.

A keletkező olvadék összetételére a forsterit-nefelin-kvarc rendszer fázisdiagramját használhatjuk. Ezen a diagramon világosan elkülöníthetők a különböző összetételű bazaltos magmák, nevezetesen a kvarc-tholeiites (Si-túltelített), az olivin-tholeiites (Si-telített) és alkáli bazaltos (Si-telítetlen) területek. A japán Kushiro kísérletei és elméleti számolásai alapján megrajzolt diagramon a kezdődő olvadás minimum pontja a nyomás értékétől függően helyezkedik el. Növekvő nyomással egyre inkább a Si-telítetlen mező felé tolódik el. Amennyiben illót adunk a rendszerhez, akkor a víztartalom inkább a Si-telítettség irányába tolja el a minimum pontot, a CO₂-tartalom pedig inkább a Si-telítetlenség felé.



IV.62. ábra – A minimum pont nyomás- és illótartalom függése a forsterit-nefelin-kvarc rendszerben Eggler és Holloway 1974-es munkája nyomán.

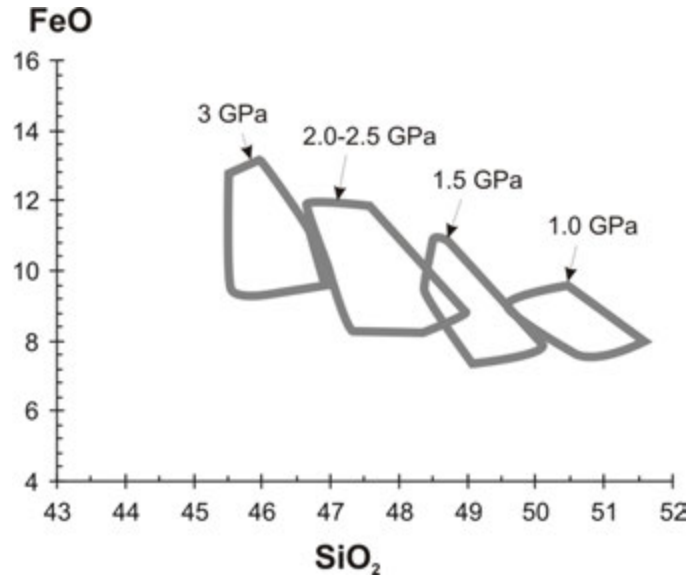


IV.63. ábra – A részleges olvadás mértékének (6, 12, 20%-os olvadás) hatása a keletkező magma kémiai összetételére.

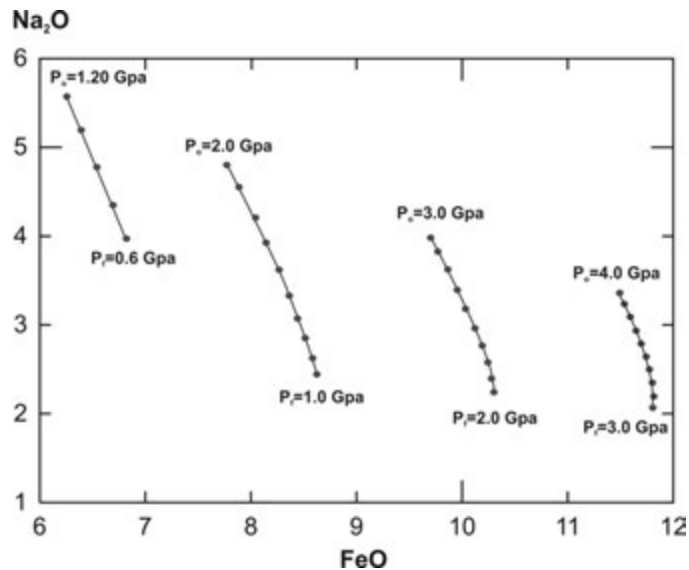
A keletkező bazaltos magma összetételét tehát az olvadás mélysége és az illók alapvetően meghatározzák, azonban van még egy tényező, ami kihat a magmaösszetételre. Ez pedig a részleges olvadás mértéke. A japán Hirose és Kushiro számos kísérletet végzett arra, hogy az olvadás körülményei milyen módon befolyásolják a keletkező magma kémiai összetételét. Adott nyomáson és adott illótartalom mellett azt találták, hogy a részleges olvadás mértéke jelentősen módosítja a magma kémiai összetételét. A már megismert forsterit-nefelin-kvarc diagramon ábrázolva azt tapasztaljuk, hogy növekvő olvadás mellett a magma szilíciumban egyre telítettebb lesz, azaz egyre inkább tholeiites magma alakulhat ki, míg a kis mértékű olvadás a Si-telítetlen alkáli bazaltos magma kialakulásának kedvez. Ennek magyarázata az, hogy az alkáliák, a Na és K hasonlóan viselkedik olvadás során, mint a többi alkáli fémek és alkáli földfémek csoportjába tartozó nyomelem. Ezek a viszonylag nagy ionsugár miatt inkompatibilis nyomelemek, azaz olvadás során preferáltan az olvadékba lépnek. Ez történik a nátriummal és káliummal is, azaz kis mértékű olvadás során a magma alkáliákban viszonylag gazdagabb lesz. Ahogy egyre előrehaladottabbá válik az olvadás, a magma összetétele változik, egyre jobban felhígul a kezdetben nagyobb mértékben olvadékba lépő, erősen inkompatibilis nyomelemekben és növekszik a kevésbé inkompatibilis elem koncentrációja, a nyomelemek mellett a Si, Al, Ti, valamint vas és magnézium tartalma.

A főelemek közül tehát az alkáliák érzékenyen jelzik a részleges olvadás mértékét. A vas és magnézium ezzel szemben a kompatibilis nyomelemekhez hasonlóan viselkedik azaz inkább a szilárd fázisban marad és bizonyos olvadákmennyiség elérése után mennyiségük már nem változik jelentősen. Ezzel magyarázható, hogy bár a bazaltok alkália tartalma meglehetősen változó, a primitív, azaz az elsődleges magma összetételt őrző bazaltok vas és magnézium tartalma meglehetősen hasonló egymáshoz. Ezek az elemek sokkal inkább érzékenyek az olvadás

nyomás és hőmérséklet körülményeire. Hirose és munkatársainak kísérleti eredményei szerint a vas például érzékeny jelzője a magmaképződés mélységének, azaz nyomásának. A forszterit-nefelin-kvarc diagramon azt is láttuk, hogy a nyomás növekedésével nemcsak szüiciumban telítetlenebbé válik a keletkező magma, hanem kis mértékben elmozdul a nagyobb forszterit érték felé is. Ez azt jelenti, hogy nagyobb nyomáson (> 3 GPa) már jellemzően magasabb Mg-tartalmú magma alakul ki (MgO>15 tömeg%), aminek pikrites vagy komatiites az összetétele.



IV.64. ábra – Hirose és munkatársainak peridotit olvadtásos kísérletei alapján a keletkező magma összetétele különböző nyomás mellett.



IV.65. ábra – Charles Langmuir és munkatársainak peridotit olvadási modellje a keletkező magma vas és nátrium tartalmára változó nyomás értékek mellett.

II.6. Magmás differenciáció

A magmás kőzetek rendkívül változatosak, ami nem csak a kémiai összetétel különbözőségében, hanem a szöveti megjelenésben, az ásványok formájában is megnyilvánul. A magmás kőzetan egyik alapvető kérdése annak megválaszolása, hogy mindez mivel magyarázható. Egy magmás kőzet a megszilárdulás előtti magmát vagy amennyiben ez felszínen történik, lávát képvisel, azonban ritka eset az, amikor ez a magma elsődleges eredetű. A II.1. fejezetben bemutattuk, hogy a magma, és ezzel együtt egy magmás kőzet, egy olyan keverék anyag, ami kristályokból, olvadékfázisból és illóanyagból áll. A magma csak keletkezése idejében áll 100% olvadékból. Ilyen,

közvetlenül elsődleges magmát képviselő kőzet nagyon ritka, alapvetően a migmatitok (ezek metamorf és magmás kőzetek közötti átmeneti képződmények; metamorf kőzetek részleges olvadásával alakulnak ki úgy, hogy a keletkező olvadék egy része nem távozik el, hanem újrakristályosodik a metamorf kőzettestben) úgynevezett leukoszom része tekinthető ilyennek.



II.66. ábra – Részlegesen olvadt kőzet piroxenit intruzió peremén (Fuerteventura). A bazaltban megfigyelhető világos színű erek egykori szilíciumgazdag olvadékfázist képviselnek, amelyek földpát-gazdag anyagként kristályosodtak ki.

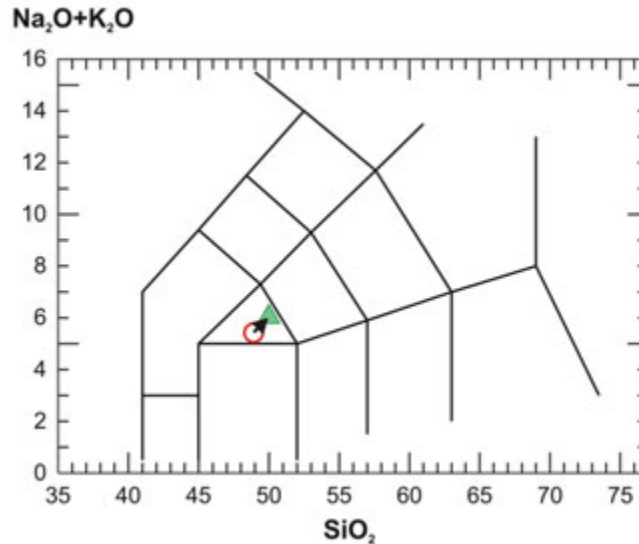
Amikor egy kőzet megolvad elsődleges kőzetolvadék (**primer magma**) jön létre. Ennek a magmának a kémiai összetételét primitív összetételnek nevezzük. Ez a kőzetolvadék, ahogy elválnak a megolvadó kőzetanyagtól, felfelé nyomul és a nyomás, valamint hőmérséklet csökkenés hatására benne kristályok válnak ki. A kőzetolvadék kémiai összetétele ezzel módosul, megkezdődik az elsődleges magma differenciációja. Ez a kémiai összetételváltozás azonban nemcsak kristályosodás folyamatával történhet, a magma kémiai összetételét nagymértékben befolyásolják a nyílt rendszerű kölcsönhatások is, mint például különböző összetételű magmák keveredése, olvadék-kristály keveredés, mellékkőzet beolvasztás (ún. kontamináció) stb. Mindazon folyamatokat együttesen, amelyek az elsődleges magma kémiai összetételét megváltoztatják és ezzel új összetételű magmát hoznak létre összefoglaló néven **magmás differenciációnak** hívjuk.

Primitív összetételű magmás kőzet nagyon ritka a természetben, ezek olyan bazaltos kőzetek, amelyek csekély mennyiségben tartalmaznak olivin fenokristályt és amelyek nagyon gyorsan elérték a felszínt úgy, hogy a környezettel nem léptek kapcsolatba, azaz zárt rendszerként (ez azt jelenti, hogy bár energiacsere végbement, anyagcsere nem történt a magma és környezete között) viselkedtek a földképeny kőzetanyagától való elkülönülés után. A bazalt kémiai összetétele az alapanyag és az olivin fenokristályok együttese tehát megadja az elsődleges kőzetolvadék kémiai összetételét. Ezek a primitív vagy közel primitív összetételű magmás kőzetek rendkívül fontosak a kőzettani vizsgálatokban, mivel elemzésükkel közvetlenül tanulmányozható a magmaképződés, azaz a részleges olvadás folyamat, annak körülményei. A IV. fejezetben olvashatunk arról, hogy miképpen vélelmezhetjük egy magmás kőzet kémiai összetételéről, hogy az elsődleges magma összetételéhez közelít. A bazaltok esetében erről az mg-szám - $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$ - nyújt segítséget. Peridotit forráskőzetet feltételezve a primitív összetételű bazaltok mg-értéke 0.74-76. Az olivin kristályosodása erősen csökkenti a magma MgO koncentrációját, ami az mg-szám csökkenésében is tükröződik. A magma akár rövid idejű megállása során is a nagyobb sűrűségű kristályok elkülönülhetnek és a továbbiakban már csak a maradékolvadék halad tovább, egy olyan kőzetolvadék, amelynek a kémiai összetétele különbözik az elsődleges magmától. A keletkező magmás kőzet differenciált, más szóval fejlett kémiai összetételt mutat. Ebben az esetben a teljes kőzet kémiai összetételben már elsősorban a differenciáció, például frakcionációs kristályosodás folyamata tükröződik, az elsődleges magma kémiai összetételére legfeljebb

számolással (pl. korai kiválású olivin összetételének a magmás kőzet összetételéhez való hozzáadásával) következtethetünk. Számos olyan eset is előfordul, amikor a primitív összetételű magmára már nem tudunk megbízható következtetést tenni, azonban felismerhető egy olyan magmaösszetétel, amiből például egy frakcionációs kristályosodással kialakult kőzetsorozat leszármaztatható. Ezt a magmát **szülőmagmának** nevezzük. A primer magma és a szülőmagma tehát nem szükségszerűen azonos, bár előfordulhat egyezés. Amennyiben ezek különböznek, akkor valahol lennie kell annak az elkülönült kristályanyagnak, ami a magmás differenciációt előidézte. Ezt az ásványegyüttest **kumulátumnak** nevezzük. A földkéreg és földköpeny határán jelentős mennyiségű kumulátum-kőzet található, bazaltos magmák nagy nyomáson kivált kristályaiból. Előfordulhat, hogy egy friss, a földköpenyből felnyomuló kőzetolvadék felszakít kisebb-nagyobb darabokat ezekből a kumulátum-kőzetekből, és kristályai bekerülnek bazaltos képződménybe. Felismerésük nem mindig egyértelmű, mivel ezeket ugyanolyan ásványok képviselik, mint a fenokristályokat (olivin, klinopiroxén). Elkülönítésük – ami lényeges a magmafejlődés rekonstruálásában – megjelenésük és kémiai összetételük alapján történhet.

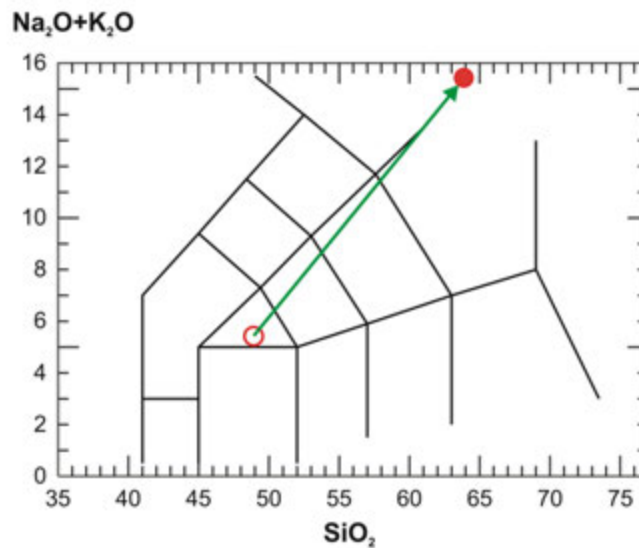
Miért olyan változatosak a magmás kőzetek? Ezt a kérdést már a 20- század elején, a modern kőzettani kutatások hajnalán is feszegették olyan nagy nevű kutatók, mint például Alfred Harker, aki „*The Natural History of Igneous Rocks*” c. 1909-ben publikált könyvében így írt: „*a modern kőzetan egyik legalapvetőbb kérdése a különböző kőzettípusok eredete*”. Kilencven évvel később Roger Nielsen a következőképpen fogalmazta meg a magmás kőzetan elsődleges célját: „*a magmás kőzetan elsődleges célja azon folyamatok felismerése és jellemzése, amelyek a magma kémiai differenciációját okozzák*”. Nem véletlen, hogy Marjorie Wilson a *Journal of Petrology* neves szakfolyóiratot hosszú időn keresztül szerkesztő professzor asszony 1993-ban egy munkájában megjegyezte: „*érdekes látni, hogy mennyi, a magmás differenciáció kérdéskörét illető, újnak tűnő tudományos célról, modelltől derül ki, hogy az eredeti felvetés már több évtizeddel korábbi, sőt van, amelyik már évszázada körülöttünk van*”. A magmás differenciáció oka és folyamata tehát hosszú idők óta alapkérdés és legfeljebb az eszközök, a szemlélet változott az örökkérdés vizsgálatában. Mi okozza, hogy egy bazaltos primer magmából fonolit vagy akár riolit kőzet alakuljon ki? A korábbiakban már érintettük, hogy ebben zárt rendszerű és nyílt rendszerű (a magma és környezete között mind energiacsere mind anyagcsere végbemegy) folyamatok egyaránt szerepet játszhatnak. Az utóbbi időkben egyre inkább az a nézet alakul ki, hogy az utóbbiak szerepe sokkal dominánsabb. Ahhoz azonban, hogy a bonyolultabb folyamatokat megértsük, az egyszerűbbek jellemzésével kell kezdenünk. Ez pedig a kristályosodás folyamata, ami kétségtelenül az egyik legfontosabb folyamata a magmás differenciációnak. Érdekes módon ennek felismerése Charles Darwinhoz fűződik, aki a Galapagos szigeteken végzett, és az evolúciós elmélet szempontjából nagyon fontos megfigyelései mellett, nem szabadult meg a korábbi tanulmányai során szerzett geológiai érdeklődésétől sem. Földtani megfigyeléseit az 1844-ben publikált „*Geological Observations on the Volcanic Islands, visited during the Voyage of H.M.S. Beagle*” c. könyvében összesítette és ebben ír elsők között a magmás differenciáció folyamatáról. A James sziget lávakőzeteit vizsgálva figyelte meg, hogy a bizonyos ásványok a lávakőzet alsó részében dúsulnak és ebből azt a következtetést vonta le, hogy a kristályok „saját súlyoknál fogva süllyednek le a magmában” és ez „szerepet játszhat a kis szilíciumtartalmú és a szilíciumgazdag kőzetek elkülönülésében. Az ásványok gravitációs elkülönülése hosszú időn keresztül a frakcionációs kristályosodás fő okának számított. Erre alapultak később Harker, majd Norman Levi Bowen tanulmányai. Bowen vezette be a termodinamikai megközelítést a magmás folyamatok vizsgálatában, amellyel megvetette a modern kőzetan alapjait.

A **kristályosodás folyamata** nyilvánvalóan befolyásolja a maradékolvadék kémiai összetételét. Kiindulva például egy 46 t% SiO₂- és 13 t% MgO-tartalmú bazaltos primer olvadékból, amennyiben olivin (ami kb. 40 t% SiO₂-t és 47 t% MgO-t tartalmaz) válik ki, akkor a maradékolvadék SiO₂-tartalma nőni fog, az MgO koncentrációja pedig erősen csökken. Az alábbi ábra azt mutatja, hogy miképpen változik a maradék magma kémiai összetétele 10% olivin kristályosodása után:



II.67. ábra – Bazaltos magma kémiai összetételváltozása 10% olivin kristályosodása után.

További ásványok kiválása, mint például klinopiroxén, plagioklász és Fe-Ti-oxidok még jelentősebb változást jelentnek a maradékolvadékban és ez azt jelenti, hogy a bazaltos szülőmagmából, akár fonolitos, trachitos vagy riolitos maradékolvadék keletkezhet. Erre mutatunk be a következőkben példát:

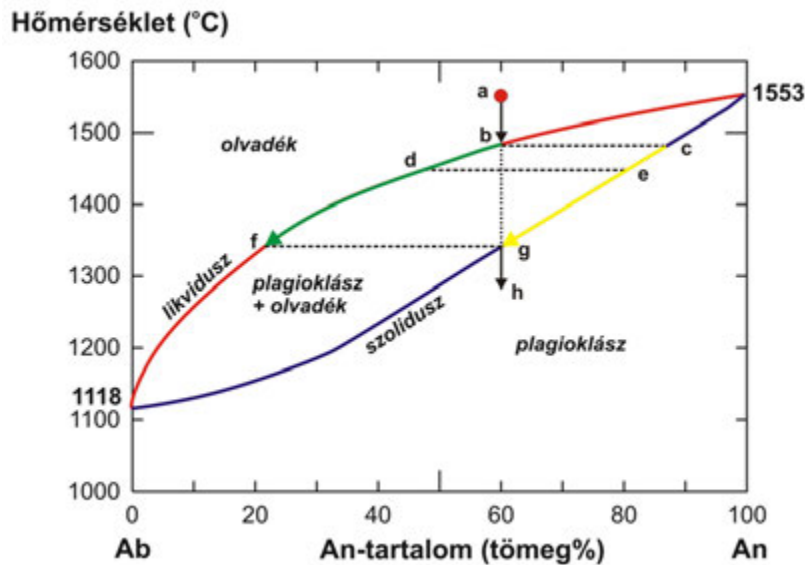


II.68. ábra – Bazaltos magma kémiai összetételváltozása 20% olivin, 10% klinopiroxén, 35% plagioklász és 5% FeTi-oxid kristályosodása után.

Az utóbbi példában 70% kristály vált ki, ami azt jelenti, hogy az eredeti bazaltos kőzetolvadék 30% maradt meg, ami már fonolitos összetételű. A kristályosodás tehát úgy tűnik egyértelmű szerepet játszik a magma kémiai differenciációjában és a változatos kémiai összetételű magmás kőzetek létrejöttében. A kérdés csak az, milyen kristályok és milyen relatív mennyiségben jönnek létre, továbbá egy alapvető kérdés, hogy mennyire sikerül elkülönülni a kristályoknak (kumulátum fázis) a maradékolvadéktól (ún. **frakcionációs kristályosodás**). Csak ebben az esetben áll elő ugyanis az a fonolitos magma, aminek további kristályosodásával alakul ki a fonolit kőzet. A Darwin által értelmezett gravitációs elkülönülés (a nehezebb kristályok lesüllyednek, a kisebb sűrűségűek pedig felfelé mozognak a magmában) ebben hatékony folyamat lehet és sokáig úgy tűnt ez megmagyarázza az olyan hatalmas fosszilis magmakamra kőzettestek szerkezetét, mint a réteges felépítésű Bushveld (Dél-Afrika) és a grönlandi Skaergaard. Az újabb elméletek, az új megközelítés azonban finomította ezt a felvetést, és helyét átvette az **in-situ kristályosodás**. Ez utóbbinak a lényege, hogy a kristályok kevésbé mozognak el a helyükről, azonban a körülöttük olvadék adott esetben elmozoghat és ezzel ugyanaz, vagy hasonló frakcionációs elkülönülés előállhat,

mint a gravitációs elkülönülés modelljében. E két modell mellett egyre nagyobb szerepet kapott egy másik hatékony elkülönülési folyamat, mégpedig a **konvekciós frakcionáció**, amely esetben a magmakamrában fellépő hőmérsékleti és összetételbeli különbségek áramlásokat indítanak el és ezzel a kristályok és a vele egyensúlyt tartó olvadék fázis eltávolodik egymástól. E fejezet keretei között e folyamatok részletes ismertetésében nem bocsátkozunk, a továbbiakban azt vizsgáljuk meg, hogy a magmás kőzetek ásványfázisaiban mennyire tükröződik az egyensúlyi, illetve a frakcionációs kristályosodás folyamata.

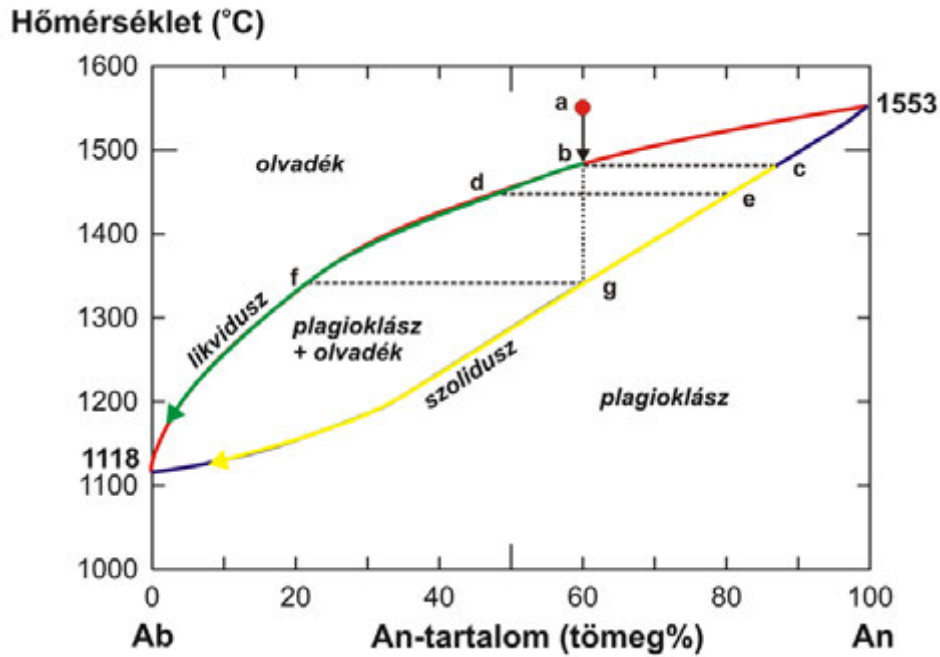
Ennek vizsgálatára Norman Bowen termodinamikai fázisdiagramjaihoz kell visszanyúlnunk. Az egyik legegyszerűbb rendszer a magmás kőzetekben gyakori elegyásványok (pl. földpátok és olivin) kristályosodását írja le. Az alábbiakban a plagioklász példáján mutatjuk be, mi történik kristályosodás során.



II.69. ábra – Plagioklász fázisdiagramja és egy a-pontból kiinduló olvadék egyensúlyi kristályosodásának menete.

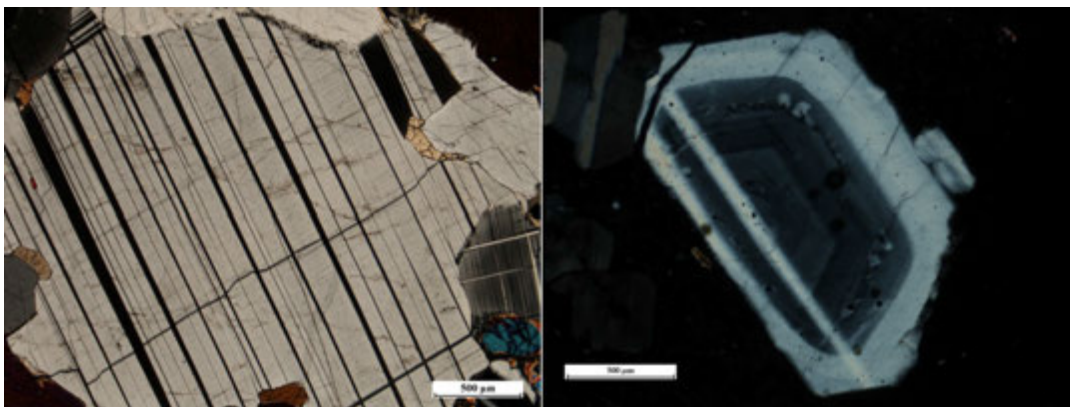
Bowen 1928-ban megalkotott fázisdiagramján adott nyomás mellett vizsgálhatjuk, hogy adott hőmérsékleten milyen fázisok stabilisak figyelembe véve a plagioklász összetételét is. E kétkomponensű rendszerben megrajzolható a szolidusz, azaz a plagioklász kristály olvadáspontjának változása a kémiai összetétel függvényében, valamint a likvidusz, amely hőmérséklet felett a plagioklász már teljesen megolvad. A likvidusz és a szolidusz vonal között a rendszerben olvadék és szilárd fázis, azaz plagioklász is egyensúlyt tart egymással. Az ábráról leolvasható, hogy a Ca-gazdag plagioklász (anortit - An) nagyobb az olvadáspontja (1553°C), mint a Na-gazdag (albit - Ab) plagioklász (1118°C). A plagioklászban az elegyedési sor folyamatos. Nézzük, mi történik, ha egy $X_{An}=0.6$ (azaz 60% An-tartalmú) összetételű, 1560°C-os olvadék hűlni kezd. 1475°C-on eléri a likvidusz hőmérsékletet (b-pont), ahol megkezdődik a plagioklász kristályosodása. A keletkező kristály kémiai összetételét a szolidusz vonalom olvashatjuk le (c-pont), esetünkben ez $X_{An}=0.87$. Ez azt jelenti, hogy a korai kiválású plagioklász Ca-gazdag összetételű. További hűlés esetében az olvadék összetétele a likviduszon, a kristályos fázis összetétele a szoliduszon mozdul el a csökkenő hőmérsékletnek megfelelően. Mivel a plagioklászban folyamatos elegyedés valósul meg, a változó olvadék összetételhez a kristályosodó ásványfázis is alkalmazkodik, azaz Na-ban egyre gazdagabb lesz. 1340°C-on (g-pont) az olvadék összetétele $X_{An}=0.2$, míg az ilyen olvadékból kristályosodó plagioklász kémiai összetétele $X_{An}=0.6$. Ez azt jelenti, hogy további hőmérséklet csökkenés során a h-pont felé mozdulunk el, ami azt jelenti, hogy befejeződik a kristályosodás, ezzel a képződött ásvány összetétele olyan lesz, amilyené a kiindulási olvadéké (a-pont) volt. A folyamat során folyamatos reakció játszódott le a változó kémiai összetételű olvadék és a keletkező kristályfázis között, a kristályosodás kémiai egyensúlyban történt. Az eredmény egy homogén összetételű plagioklász kristály.

A megfigyelések azonban azt jelzik, hogy ez ritkán tapasztalható, a plagioklászok az esetek többségében zónásak, azaz kémiai összetételük egy kristályon belül gyakran éles ugrást mutat. Ez azt jelenti, hogy a kristályosodás nem egyensúlyi volt, hanem voltak olyan események, amikor az olvadék és a keletkező ásványfázis elkülönült egymástól és a kristály egy eltérő kémiai összetételű olvadékközegbe került, ahol ennek megfelelően különböző összetételben folytatódott a kristály növekedése.



II.70. ábra – Plagioklász fázisdiagramja és egy a-pontból kiinduló olvadék frakcionációs kristályosodásának menete.

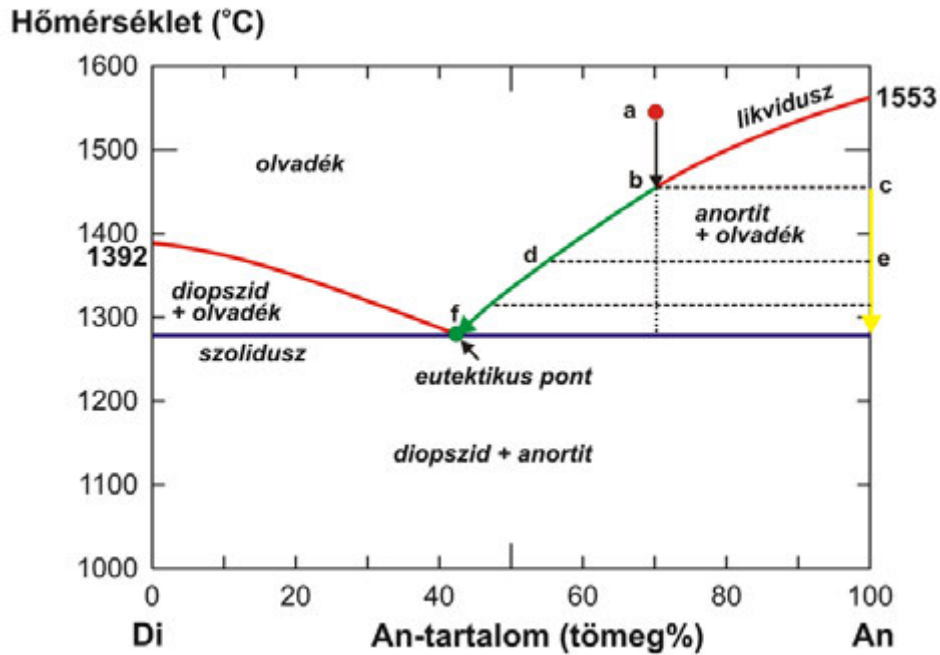
A frakcionációs kristályosodás folyamata abban különbözik az egyensúlyi folyamattól, hogy időszakonként elkülönül egymástól a plagioklász és az olvadék, azaz időszakonként új kiindulási olvadékösszetétel valósul meg. Ekkor a következő történik. A plagioklász kristályosodás a b-pontban indul meg és ebben az esetben is a c-pontnak megfelelő összetételű plagioklász alakul ki. Az alapvető különbség az egyensúlyi kristályosodás esetéhez képest az lesz, hogy a kristályosodás nem áll le az f- (olvadék), illetve g- (plagioklász) összetételnél, hanem tovább halad, és akár 1118°C-ig, $X_{An}=0$ összetételig juthat. Ennek oka az, hogy minden kristályelkülönülés után az olvadék kiindulási összetétele megegyezik a elkülönüléskori összetétellel. Azaz, amennyiben a d-pontnak megfelelő hőmérsékleten az e-plagioklász elkülönül, akkor a következő egyensúlyi kristályosodási szakaszban a kiindulási olvadék összetétel a d-pontnak megfelelő lesz és ezért a kristályosodás tovább tarthat, mint az f-pont, hiszen az ott áll le, ahol a kristály összetétel megegyezik a kiindulási olvadék összetétellel. Ha viszont időszakonként (kristályelkülönülés) változik a kiindulási olvadék összetétel, akkor ez a folyamat akár odáig tarthat, hogy a végén albit kristályosodik. Ha az elkülönülés gravitációs süllyedéssel valósul meg, akkor különböző rétegekben megjelenő, adott rétegben hasonló, azonban rétegenként eltérő, de önmagukban homogén kristályok jönnek létre. Amennyiben az elkülönülés részleges, vagy a kristály-olvadék egyensúlyi reakció nem követi a hőmérsékletváltozás sebességét, akkor hirtelen kémiai összetétel változás történik a kristályban, azaz összetételbeli zónásság alakul ki. Előfordulhat az is, hogy az olvadék összetétele periodikusan változik (ez akár csak a víztartalomban is megnyilvánulhat, amire érzékenyen reagál a plagioklász Ca-tartalma) és ezzel oszcillációs zónás kristály jön létre.



II.71. ábra – Egy gabbróban talált plagioklász homogén kémiai összetételt mutat, vélhetően egyensúlyi kristályosodás során jött létre, míg a jobboldali ábrán egy dácitban lévő plagioklász összetételbeli zónásságot mutat és ezzel a frakcionációs kristályosodásra utal.

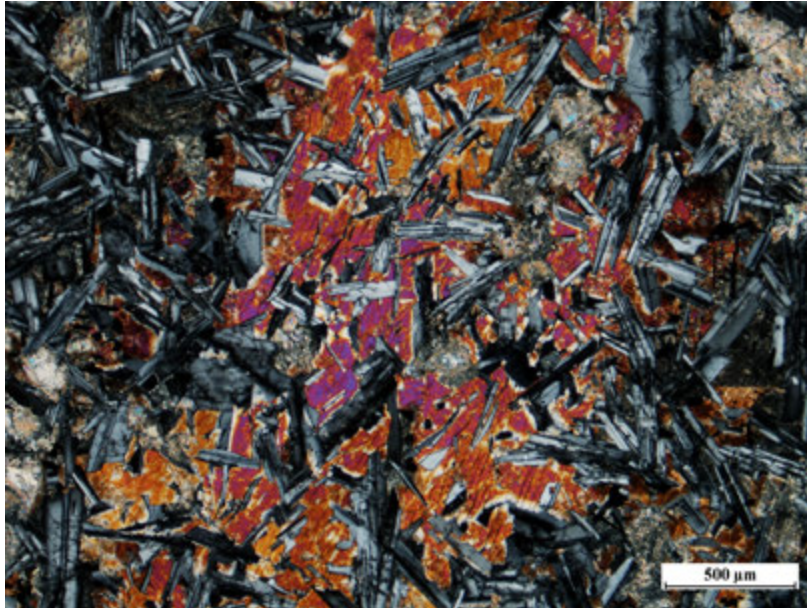
Hasonlóképpen történik az olivin kristályosodása is, ebben az esetben azonban viszonylag ritka a zónás kristály, mivel a kristályosodás elején nagyobb esély van a folyamatos egyensúlyi kristályosodásra. A következő példánkban szintén kétkomponensű rendszernél maradunk, azonban itt nem elegykristály található az x-tengelyen.

A diopszid-anortit fázisdiagram némileg különbözik a plagioklász vagy az olivin fázisdiagramjától. A likvidusz görbék a diopszid, illetve az anortit olvadáspontjától indulnak, majd csökkenő hőmérséklettel egy minimum hőmérséklet értéknél találkoznak ott, ahol a rendszer szolidusz vonala is húzódik.



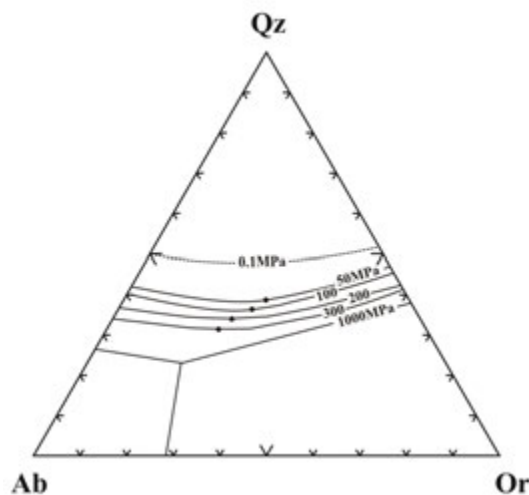
II.72. ábra – A diopszid-anortit kétkomponensű fázisdiagram eutektikus ponttal.

Ezt a minimum hőmérsékleti pontot, ahol a rendszerben lévő összes fázis jelen van, **eutektikus pont**nek nevezzük. Példánkban $X_{An}=0.7$ összetételű kiindulási olvadékunk van, ami 1445°C hőmérsékleten éri el a likvidusz vonalat. Itt indul meg a kristályosodás (b-pont). A kiindulási olvadék helyzete (eutektikus ponttól jobbra található) meghatározza, hogy az első kiválási termék anortit lesz (c-pont). Ahogy csökken a hőmérséklet a rendszerben olvadék és anortit kristály lesz, az utóbbi mennyisége egyre nő, amivel az olvadék összetétele a likvidusz vonalon balra (csökkenő An-tartalommal) tolódik el. 1274°C hőmérsékleten, azaz az F-pontban elérjük az eutektikus pontot, ahol a további kristályosodás során (ekkor a hőmérséklet nem változik) megjelenik a diopszid is. Diopszid és anortit együtt kristályosodik, mégpedig az f-pontnak megfelelő arányban, azaz 41% anortit és 59% diopszid válik ki és ezzel ugyanilyen összetételű olvadék tart egyensúlyt. Mindaddig, amíg a kristályosodás e pontban tart, a hőmérséklet nem változik. A rendszer hővesztését a kristályosodás során felszabaduló hőenergia kompenzálja. A kristályosodás addig tart, amíg a teljes kristályos fázisban az anortit/diopszid arány eléri a 0.7 értéket ($X_{An}=0.7$), ami megegyezik a kiindulási olvadék összetételével és innentől kezdve a rendszer teljes mértékben megszilárdul, a „közet” anortitból és diopszidból áll. Ezt a kristályosodási sort az alábbi szöveti kép tükrözi:



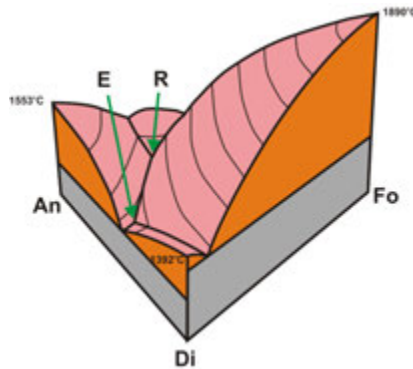
II.73. ábra – Az ofitos szövetű gabbro keresztezett nikolok melletti mikroszkópos képe azt mutatja, hogy először a plagioklász kristályok váltak ki, majd ezt követte a klinopiroxén és a végén a két ásványfázis eutektikus összetételben kristályosodott. Ez összhangban van az előző ábrán bemutatott fázisdiagramon ábrázolt történettel.

Amennyiben a kiindulási olvadék az eutektikus ponttól balra helyezkedik el, akkor az első kiválási termék dioszid lesz és ezt követi csak az anortit. Az eutektikus pont tehát egy kitüntetett termodinamikai összetétel sok rendszerben. Ezen a ponton ér véget a kristályosodás. Szilíciumgazdag piroklasztitok (pl. riolitos ignimbritek) esetében például a kőzetüveg szilánkok, amelyek a fejtett maradékolvadék összetételét képviselik gyakran eutektikus összetételt mutatnak, ami az adott magmás rendszerre, az adott kitorésre jellemző. Ezért különböző kitorések termékei az üvegszilánk főelem összetétel alapján sok esetben jól elkülöníthetők, azaz az üvegösszetétel jó korrelációs eszköz. Ez az eutektikus összetétel kisebb nyomáson egy kétkomponensű minimum pontra változik az albit-kvarc-ortoklász rendszerben, ami annyit jelent, hogy a kőzetben nem két földpát, hanem csak egy földpát fázis jelenik meg. A termodinamikai fázisdiagramok és a kőzettani megfigyelések együtt tehát lehetővé teszik a magmafejlődés történetének pontos rekonstrukcióját.



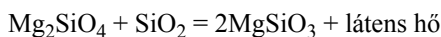
II.74. ábra – Az albit (Ab)-kvarc (Q)-ortoklász (Or) háromkomponensű rendszerben 1000 MPa nyomáson eutektikus pont jelenik meg, ahol a három fázis adott összetételben kristályosodik állandó – eutektikus – olvadék összetétel mellett. Kisebbs nyomáson az eutektikus pont helyett kétkomponensű kotektikus vonalakon megjelenő minimum pont jelenik meg, ahol a kristályosodás befejeződik.

Az albit-kvarc-ortoklász rendszer fázisdiagramja, aminek megalkotása szintén Bowen nevéhez fűződik, elvezet minket a most már a természetes magmás rendszerekhez közelebbi, többkomponensű fázisdiagramokhoz. A bazaltos rendszert például kiválóan leírja a diopszid (klinopiroxén)-anortit (plagioklász)-forszterit (olivin) termodinamikai fázisdiagram. Ezt a rendszert már bonyolultabb a síkban ábrázolni, térben így néz ki:

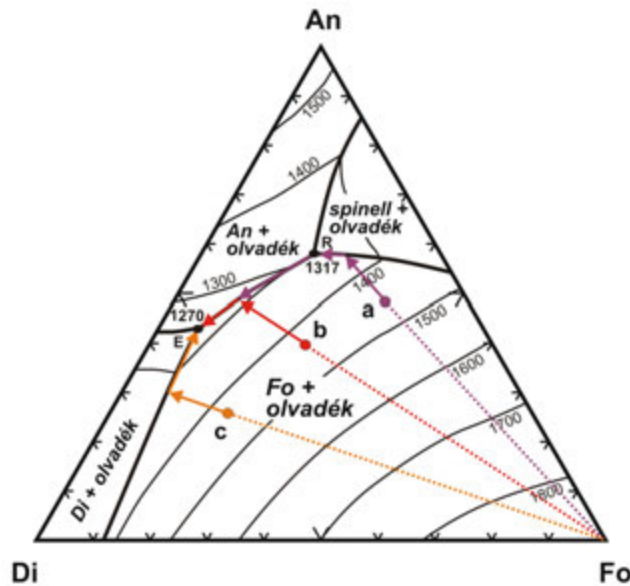


II.75. ábra – Az anortit (An)-diopszid (Di)-forszterit (Fo) rendszer termodinamikai fázisdiagramja.

Ezen a diagramon balra felismerhetjük a korábbiakban bemutatott anortit-diopszid kétkomponensű fázisdiagramot, amihez hozzájön a diopszid-forszterit rendszer. A tömbdiagramra felülről nézve a likvidusz görbéket látjuk a hőmérséklet izovonalakkal. Ez számunkra hasznos, hiszen ezek a görbék mutatják a kristályosodás kezdetét. A likvidusz görbék találkozására láttuk az előbbi anortit-diopszid rendszerben, hogy eutektikus pontban történhet. Ezt a fenti diagramon is felfedezhetjük (E-pont). E mellett azonban egy másik minimum pont is feltűnik. Az R-pont egy úgynevezett peritektikus pont, amiről Bowen 1922-es munkájában az alábbiak szerint írt: „egy eutektikus rendszerben nincs olyan, hogy egy ásványfázis eltűnjön. Az elsőként kiváló ásványfázishoz adott hőmérsékleten csatlakozik a második fázis, majd következik a harmadik, amíg eljutunk az eutektikus pontba, ahol együtt válik ki az összes fázis mindaddig, amíg a kristályosodás befejeződik. Ettől lényegesen eltérnek azok a rendszerek, amelyben egy korábban kikristályosodott ásványfázis eltűnhet. Ez egy reakció ponton történik”. Ez a pont a peritektikus pont, ahol a jelenlévő egyik ásványfázis reakcióba lép az olvadékkal és ennek eredményeképpen egy másik ásványfázis jelenik meg, miközben a korábban kivált ásványfázis mennyisége csökken, sőt a reakció végighaladtával el is tűnhet. Ilyen peritektikus reakció zajlik a forszterit-kvarc rendszerben. 1557°C-on az olivin reakcióba lép a környező nagyobb szilíciumtartalmú olvadékkal, a kristály rezorbeálódik, és eközben a reakció során enstatit keletkezik:

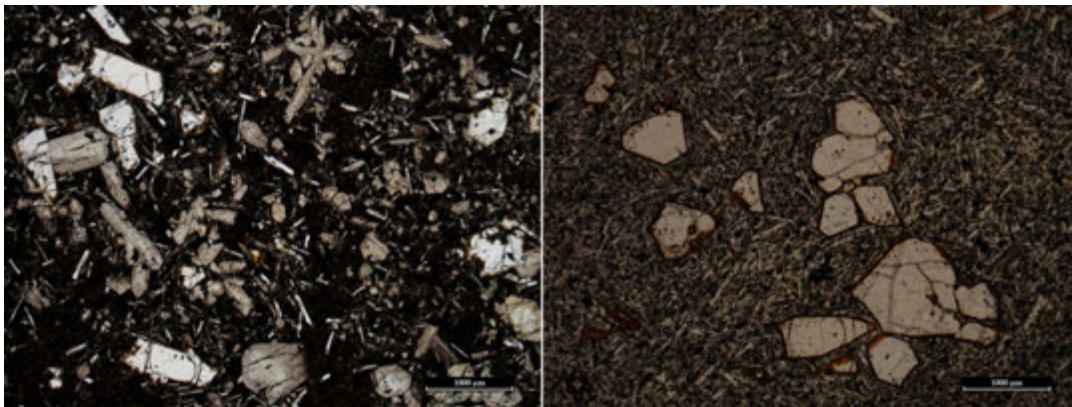


Hasonló peritektikus ponton zajló reakció történik az An-Di-Fo rendszerben is 1307°C hőmérsékleten, ahol Osborne és Tait 1952-es munkája szerint a spinel reakcióba lép és lebomlik, helyette pedig anortit és forszterit kristályosodik tovább. Ez összhangban van azzal a megfigyeléssel, hogy a spinel az olivinnel együtt az egyik legkorábban kiváló kristályos fázis egy bazaltos magmában, de sok esetben nem figyelhető meg bazaltos kőzetben, legfeljebb olivinben zárványként. Ezeket a spinelleket az olivin kristály megvédi a reakciótól, így megőrződnek, azok azonban, amelyek az olvadékkal érintkeznek, lebomlanak és helyettük plagioklász kristályosodik tovább. A lehetséges kristályosodási sort az alábbi háromszögdiagramon követhetjük, ami az előző tömbdiagramból szerkeszthető felülnézetből, azaz csak a likvidusz görbék és a hőmérséklet izovonalak vetületéből.



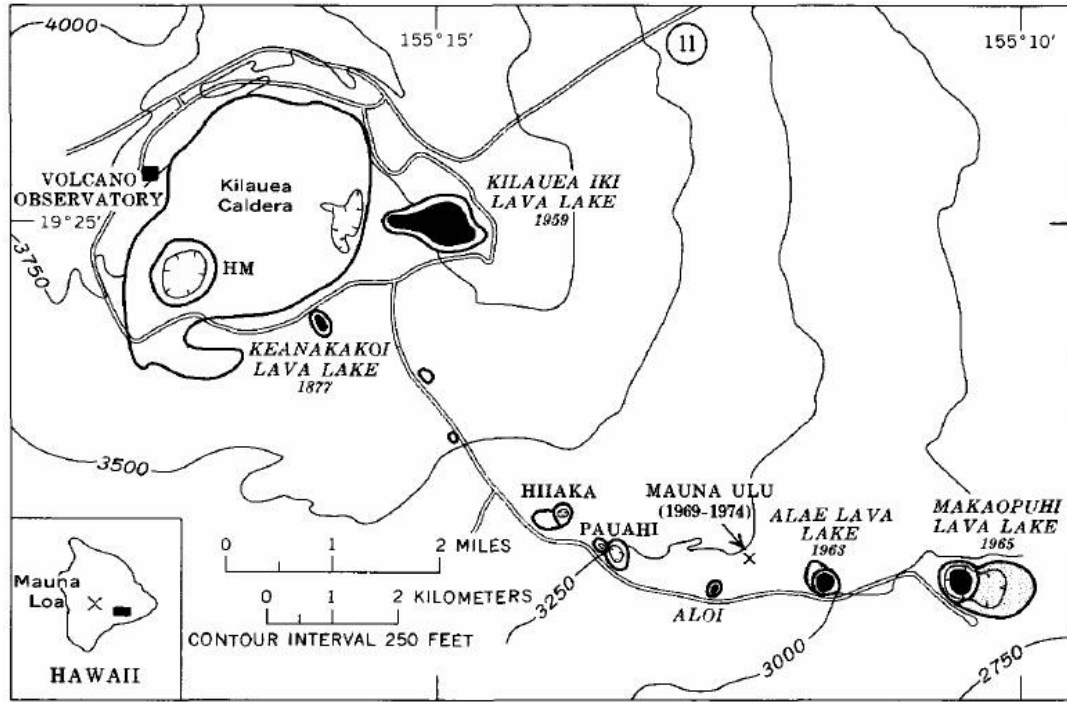
II.76. ábra – Az anortit (An)-diopszid (Di)-forszterit (Fo) rendszer termodinamikai fázisdiagramja síkba vetítve.

A háromszögdiagramon kirajzolódnak a kotektikus (ahol két szilárd fázis tart egyensúlyt az olvadékkal) likvidusz görbék és a két kitüntetett pont az, 1270°C hőmérsékleten lévő eutektikus pont (E-pont) és az 1317°C hőmérsékleten lévő peritektikus pont (R-pont). A kristályosodó ásványfázisok sorrendjét a kiindulási olvadék összetétele szabja meg. Amennyiben ez az a-pontban van, akkor kezdetben olivin (forszterit) kristályosodik, majd rövidesen, a kotektikus vonalat elérve, csatlakozik hozzá a spinell is. A hőmérséklet csökkenésével elérünk az R-pontba, ahol a spinell reakcióba lép az olvadékkal és a reakció eredményeként plagioklász (anortit) jön létre. A további kristályosodást olivin és plagioklász együttes kiválása jellemzi mindaddig, amíg elérkezünk az eutektikus pontba, ahol a három ásványfázis (olivin, plagioklász és klinopiroxén) együtt kristályosodik tovább az E-pontnak megfelelő összetételben, végül az olvadék teljesen megszilárdul. A b-pontban jelzett olvadékösszetétel esetén nem kristályosodik spinell, hanem a kezdeti olivint, plagioklász és olivin együttes kristályosodása követi, ami után a folyamat az eutektikus pontban ér véget, klinopiroxén (diopszid) megjelenésével. A c-pontban jelzett kiindulási olvadék összetétel esetén az olivin kristályosodását klinopiroxén követi, ami után jelenik meg a plagioklász az eutektikus pontban.



II.77. ábra – Bazaltok egy nikolos mikroszkópos képei és az ebből vélelmezett kiindulási olvadék összetétel. A baloldali fotó a steinbergi bazaltot mutatja, ahol olivin és klinopiroxén fenokristályok figyelhetők meg, míg az alapanyagban a két ásványfázis mellett plagioklász is megjelenik. Vélhetően a kristályosodás az előző ábrán bemutatott c-ponthoz hasonló összetételű szülőmagmából indult. A jobboldali ábra a ság-hegyi bazaltot mutatja, amelyben csak olivin fenokristályok vannak, míg az alapanyagban plagioklász és klinopiroxén jelenik meg. A szülőmagma kémiai összetétele a c- és b-pont között lehetett, de elképzelhető az is, hogy a-pont közeléből indult, aztán az R-pont hőmérséklete után gyorsan csökkent a hőmérséklet és a rendszer hamar elérte az eutektikus pontot, ezzel nem téve lehetővé, hogy az olivin mellett plagioklász fenokristályok is keletkezzenek.

A petrográfiai megfigyelések és a kapcsolódó termodinamikai fázisdiagramok együttes használatával tehát akár azt is elérhetjük, hogy megbecsüljük a kiindulási szülőmagma kémiai összetételét. Ma már számos termodinamikai fázisdiagram segíti a különböző kémiai összetételű magmás rendszerek értelmezését, amelyekbe a hely szűke miatt részletesen elhelyezni nem megyünk be. Mielőtt két fontos differenciációs trenddel megismerkedünk, röviden foglaljuk össze, mik a kristályosodás törvényszerűségei. Tesszük mindezt egy különleges természeti megfigyelés alapján, mégpedig a hawaii Makaopuhi lávató fúrásai mintái alapján. A lávató 1965 márciusában alakult ki a Kilauea kalderától délkeletre. Az Amerikai Geológiai Szolgálat (USGS) szakemberei 1965. április 19. és 1966. július 22. között 24 fúrást végeztek és a magminták elemzése alapján körvonalazódott a lávató hűlése során zajló kristályosodás menete.



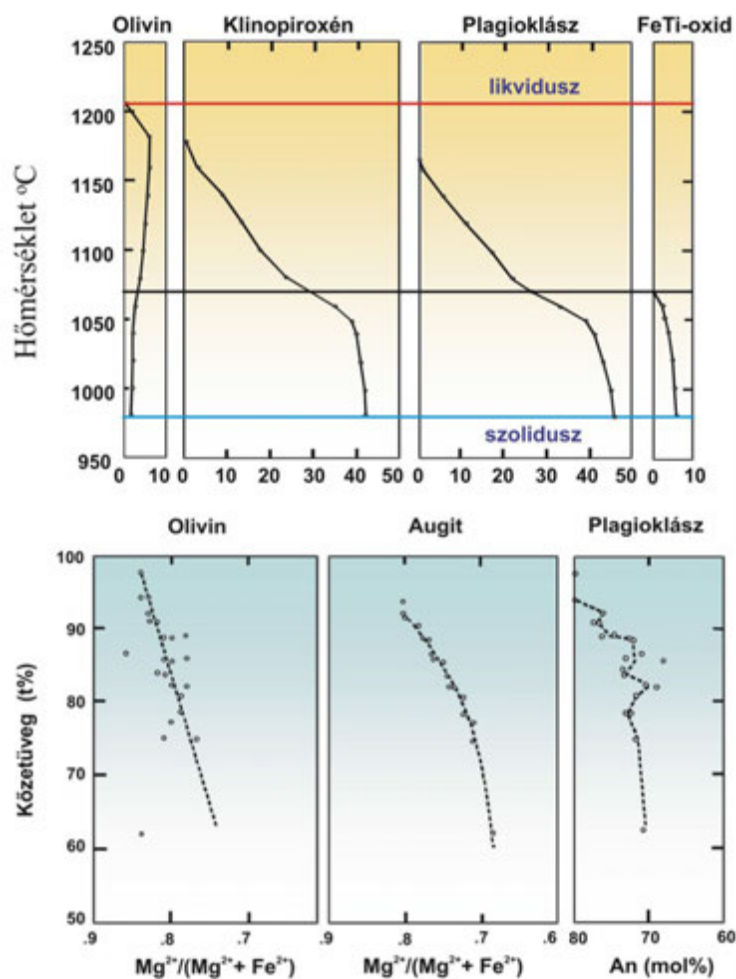
II.78. ábra – A Makaopuhi lávató helye a Kilauea vulkáni területen. Forrás: USGS Professional Paper 1004 (1977)



II.79. ábra – A Makaopuhi lávató fúrása és a kőzetminták. Forrás: USGS Professional Paper 1004 (1977)

A tudományos eredményeket Thomas Wright és Reginald Okamura foglalta össze 1977-ben, a legfontosabb következtetések az alábbiak voltak:

1. Az olvadék (lávató) kristályosodása csökkenő hőmérséklet (esetenként csökkenő nyomás) mellett történik
2. Különböző ásványfázisok jelennek meg e folyamat során (először olivin, aztán klinopiroxén, plagioklász, végül FeTi-oxidok), az ásványfázisok száma növekszik a hőmérséklet csökkenésével
3. Az ásványfázisok kristályosodása meghatározott sorrendben történik, a kristályosodás során azonban átfedés is megfigyelhető
4. Az elegykristályok (olivin, klinopiroxének, plagioklász) összetétele folyamatosan változik a hőmérséklet csökkenésével
5. A maradékolvadék kémiai összetétele szintén változik a kristályosodás előrehaladtával
6. A kristályosodó ásványfázisok, azok sorrendje és kémiai összetétele függ a hőmérséklettől és az olvadék összetételétől
7. Az illók és azok nyomása szintén befolyásolhatják a kristályosodás menetét



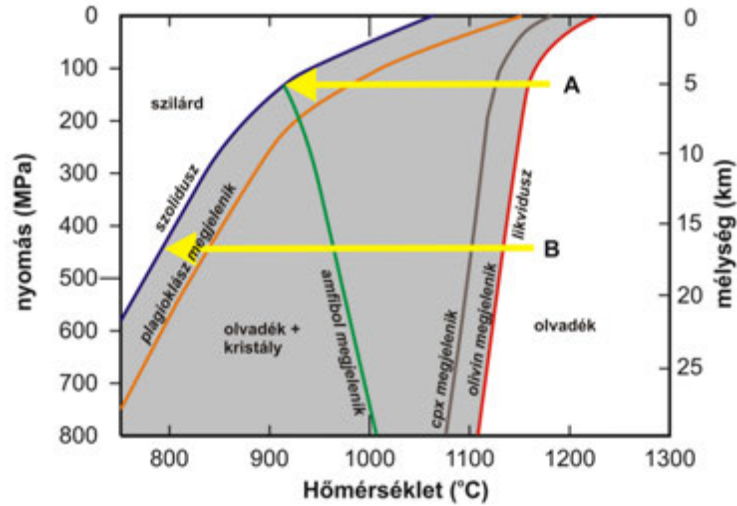
11.80. ábra – A Makaopuhi lávató fűrásmintáinak vizsgálata alapján kapott fontosabb eredmények a kristályok megjelenésére és kémiai összetétel változására a hőmérséklet függvényében. Forrás: USGS Professional Paper 1004 (1977)

A kristályosodás folyamat tehát jól definiálható szabályszerűségeket követ, amit a termodinamikai megfigyelésekkel, valamint petrográfiai és geokémiai vizsgálatokkal rekonstruálhatók. A frakcionációs kristályosodás során a maradékolvadék összetétele egyre gyarapodik szilíciumdioxidban, egyre fejlettebb kőzettípusok jöhetnek létre. Az 1960-as és 1970-es évek elején végzett kutatások rámutattak arra, hogy bizonyos lemeztektonikai környezetekben jellemző differenciációs trendek jönnek létre, ami az előrehaladó kristályosodás nyomán létrejött kémiai összetételbeli

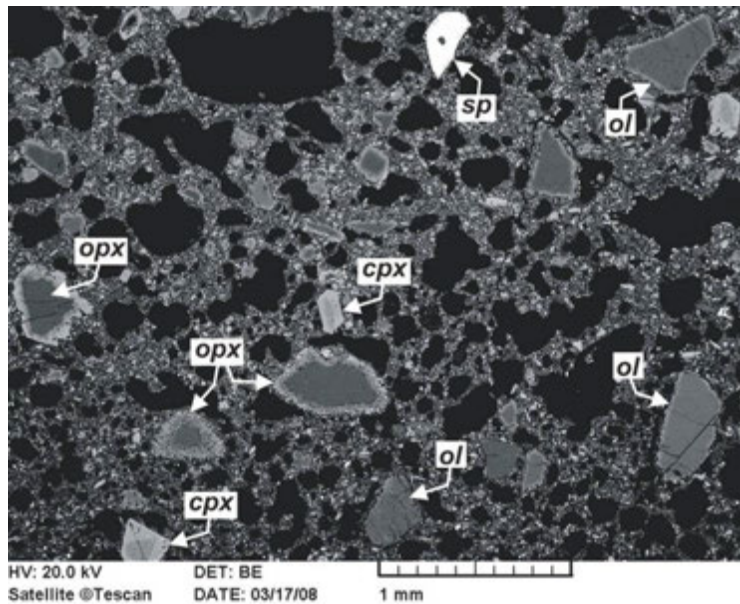
változásban nyilvánul meg. A szubdukciós környezetekben, például az Andok, illetve a Sunda-Banda ív andezit-dácit-riolit kőzetsorozataiban azt figyelték meg, hogy a differenciáció során a fejlett kőzetekben az SiO_2 növekedését az alkáliatartalom ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) növekedése kíséri. Ezzel szemben Ian Carmichael az izlandi Thingmuli kőzetsorozat vizsgálata alapján azt találta, hogy ott nem ez a trend érvényesül, hanem a fejlett kőzetek FeO tartalma nő, az SiO_2 koncentráció pedig alig változik. Ilyen kémiai változékonyságot írt le Fenner a grönlandi Skaergaard komplexumban az 1930-as évek elején, ezért ezt a vas-gazdagodási trendet Fenner-trendnek nevezték el. Az alkália gazdagodás irányába mutató trendnek Bowen-trend, más néven mészkalkáli trend lett a neve. A mészkalkáli elnevezés Peacocktól származik, aki 1931-ben publikált munkájában sorolta be az Észak-Amerikai magmás kőzetek egy részét ebbe a csoportba. Ő úgy gondolta, hogy az úgynevezett 'alkáli-mész index' (azaz az alkáliák és a CaO relatív mennyisége) alapvető a földpátok elkülönítésében és ezáltal a magmás kőzetek csoportosításában. Peacock alkáli, alkáli-mész, mész-alkáli és Ca -gazdag kőzetcsoporthoz definiált és innen származik a később elterjedten és sokszor nem megfelelően használt mészkalkáli elnevezés. Fontos hangsúlyozni, hogy a modern kőzettanban használt mészkalkáli jelző egy differenciációs magmafejlődés kémiai változására utal és nem egy kőzettípusra, továbbá semmiképpen nem használható lemeztectonikai kapcsolat kifejezésére.

Mind a mészkalkáli, mind a tholeiites trend szubalkáli magma frakcionációs kristályosodási fejlődéséhez kapcsolódik, mi akkor a különbség oka? A mészkalkáli trend nem véletlenül jellemző elsősorban a szubdukciós zónák magmás kőzetsorozataira, mivel ebben a magmafejlődésben jelentős szerepet játszik a kőzetolvadék víztartalma. Ezzel szemben a tholeiites trendek vas-gazdagodási változását már az 1950-es években sekély mélységben végbement, száraz, azaz illókban szegény magmából való kristályosodással magyarázták. Ebben az esetben ugyanis az olivin kristályosodását hamar követi a plagioklász, a redukzív viszonyok miatt pedig az FeTi -oxidok csak később válnak ki. Emiatt, a maradékolvadék vastartalma kezdetben növekszik és csak akkor indul csökkenésnek, amikor megjelennek a vas-titánoxid kristályok. Ezzel szemben, a szubdukciós zónákban már nagyobb nyomáson elkezdődik a kristályosodás, a kőzetolvadék víztartalma nagyobb, ami azt jelenti, hogy a Na -gazdag plagioklászok csak később jelennek meg, viszont az oxidatív környezetben az FeTi oxidok hamarabb kristályosodnak. A plagioklászok közül az illó-gazdag magmából a Ca -plagioklászok válnak ki, ezért a maradék magma alkália-tartalma növekszik, a vasoxidok kristályosodása miatt pedig a vastartalma csökken. A legújabb kísérleti kőzettani vizsgálatok a vasoxidok szerepét kevésbé támasztják alá, azonban jobban kiemelik a plagioklász kristályosodási körülményeinek fontosságát és ez ismét csak egy klasszikus munkát idéz, mégpedig Yoder és Tilley 1962-ben publikált fázisdiagramját.

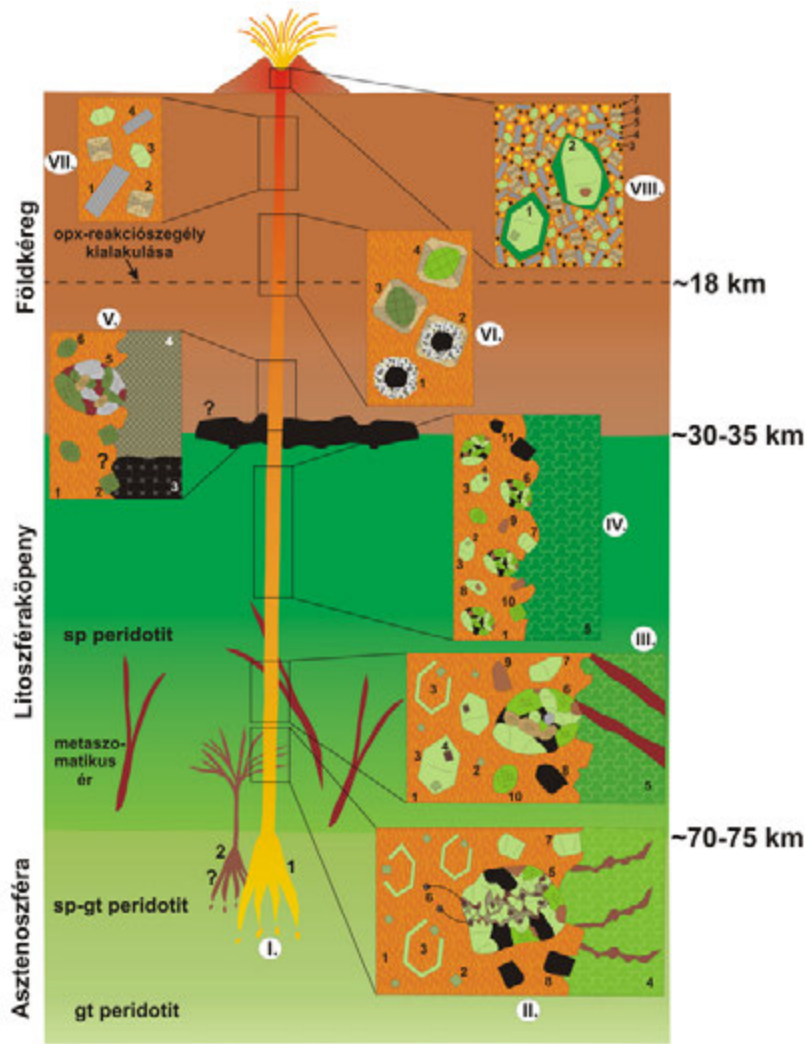
A kristályosodás során visszamaradt olvadék kémiai összetételét alapvetően a kiváló ásványfázisok határozzák meg. Yoder és Tilley tholeiites magma kristályosodását szimuláló kísérletei rámutattak arra, hogy a plagioklász megjelenését a magma víztartalma, azaz a kristályosodás nyomása (a nyomás alapvetően befolyásolja az olvadék víztartalmát, csökkenő nyomáson ugyanis a víz oldhatósága csökken, és gázbuborékok formájában kiválik, ezzel csökkentve az olvadék illótartalmát. Nagy nyomáson a magma illó, avagy víztartalma nagyobb). Nagy nyomáson (az ábrán B-trend) a plagioklász jóval később, azaz kisebb hőmérsékleten jelenik meg. Ezzel szemben, kisebb nyomáson, illószegény magmából a plagioklász hamarabb kristályosodik. Ez utóbbi esetben a Ca -gazdag plagioklász kiválása csökkenti a maradékolvadék Al -tartalmát és növeli a vastartalmat. Nagyobb nyomáson azonban a kristályosodás első szakaszában elsősorban olivin, piroxén és amfibol válik ki, amelyek csökkentik a maradékolvadék vastartalmát és erősen növelik az alkália koncentrációját.



II.81. ábra – Yoder és Tilley 1962-ben publikált, kísérleti kőzettani eredményeken nyugvó fázisdiagramja a Kilauea tholeiites bazaltjának kristályosodási körülményeire. A és B különböző nyomáson történő hűlési – kristályosodási – trend.



II.82. ábra – A füzes-tói bazalt mikroszondával készült visszazórt elektronképén nem a bazaltokra jellemző szöveti kép tárul elénk. A „fenokristályok” nagy része idegen eredetű kristály, ami útközben keveredett be a feltörő bazaltos kőzetolvadékba. Ol=olivín, cpx=klinopiroxén, opx=ortopiroxén, sp=spinell

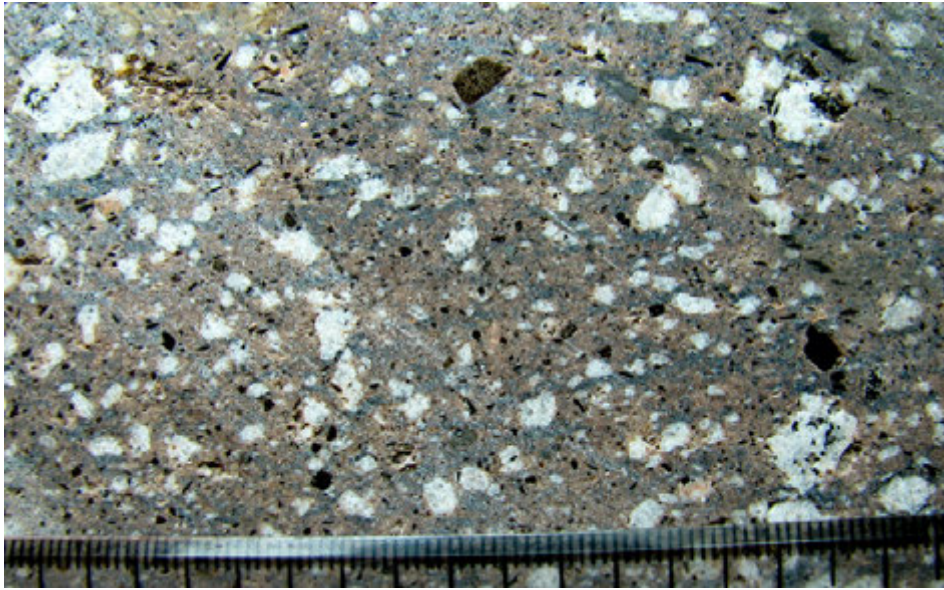


II.83. ábra – A füzes-tói alkáli bazaltos magma fejlődéstörténetét bemutató petrogenetikai modell Jankovics Éva és munkatársai értelmezésében. A római számok (I-VIII.) a magma fejlődésének fő szakaszait mutatják, az arab számok pedig az egyes fejlődési szakaszok szereplőit (pl. ásványok, kőzetek) jelölik. Az ábra méretarányos. Gt=gránát, sp=spinell, opx=ortopiroxén.

A frakcionációs kristályosodás kétségtelenül az egyik legfontosabb tényező a magmás differenciáció folyamatában, azonban egyre inkább nyilvánvalóvá válik, hogy a magmás folyamatok nem zárt rendszerű folyamatok, a magma ismétlődően kölcsönhatásba lép a környezetével. Ez így van sokszor még a bazaltos magmák esetében, amelyek csupán néhány nap alatt átszelik a földkérget és a felszínre törnek. A balaton-felvidéki bazaltok közül a Bondoró vagy a Füzes-tó bazaltja erre különleges példát ad. A füzes-tói bazalt mikroszondával készült visszaszórt elektronképe (BSE) egy kristályokban gazdag szöveti képet mutat. Túlnyomó részük olivin és klinopiroxén, amelyek gyakoriak bazaltokban, de megjelennek ortopiroxén kristályok is, amelyek körül reakciózóna alakult ki. A kristályok tehát nem olyan megjelenésűek, amit egy bazaltos olvadékból kristályosodó ásványfázisoktól várunk. Jankovics Éva aprólékos vizsgálatai feltárták ennek okát. A bazaltos magma már a litoszféra alsó részén nagy mennyiségű kőzetdarabot sodort magával, amelyek részben szétestek a felnyomuló kőzetolvadéokban. További kristályok kerültek a bazaltos magmába a földkéreg és földköpeny határán megakadt, mélyben kikristályosodott bazaltos kőzetestekből, majd a földkéregben megindult az idegen kristályok és a bazaltos olvadék közötti reakció. Bár az olivin kristályok kémiai összetételváltozásából az derül ki, hogy a magma gyorsan a felszínre ért, mégis a teljes kőzet nem egy bazaltos magmát képvisel, hanem bazaltos magma és idegen kristályok keverékét. A teljes kőzet kémiai összetételéből tehát nem vonhatunk le petrogenetikai értékelést.

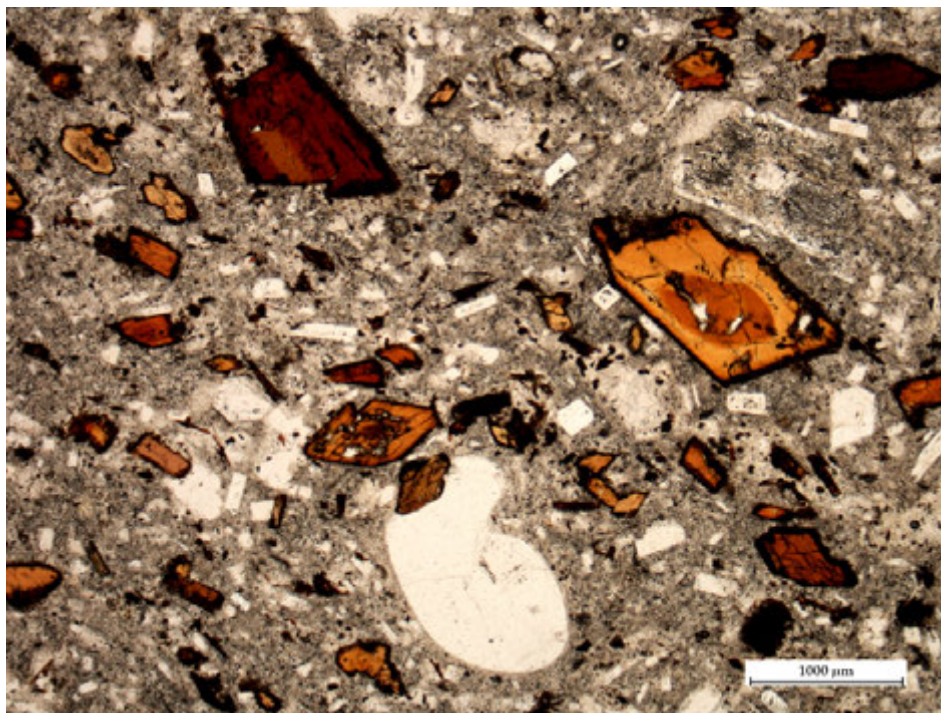
A nyílt rendszerű folyamatok azonban sokkal gyakoribbak a szilíciumgazdag magmás rendszerekben, így különösen az andezitek és dácitok esetében beszélhetünk arról, hogy a teljes kőzet változatos eredetű ásványfázisok

(fenokristályok, antekristályok és xenokristályok) keverékéből áll. Mindezt kiválóan demonstrálja a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni képződménye a csomádi dácit.



II.84. ábra – Egy csomádi dácit vágott felülete kristálygzdag kőzetet mutat, plagioklász, bitotit és amfibol fenokristályokkal. Ezek nagy része azonban nem fenokristály, hanem antekristály, azaz korábban, más összetételű magmából kristályosodott ásványfázis. A nagyobb, fehér színű kristálycsomók egy egykori már közel szolidusz hőmérsékletű granodioritos kristálypép darabjait képviselik.

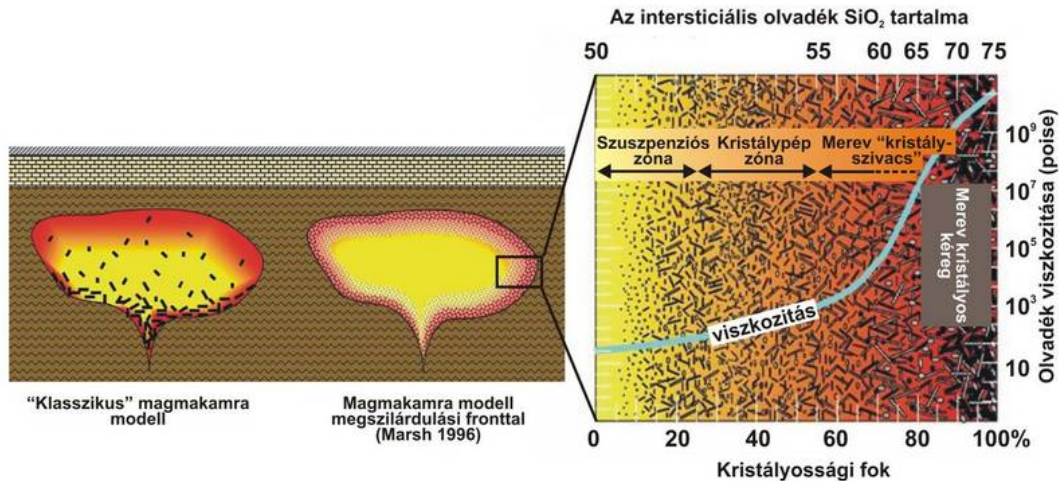
A csomádi dácitban rendkívül változatos ásványfázisok fordulnak elő, amit Kiss Balázs részletes vizsgálatai alapján sikerült rendszerezni. A leggyakoribb amfibolok és plagioklászok között is van valódi fenokristály, de ugyanabban a kőzetben előfordulnak antekristályok is, amelyek egy korábbi, hosszú időn keresztül fennálló graodioritos kristálypépből származnak. Ugyanennek a kristálypépnek voltak részei a kvarc és káliciföldpát kristályok és a biotitok egy része is, továbbá a titanit és cirkon. A kőzetben emellett megjelennek nagy magnéziumtartalmú ásványok is, mint például olivin, klinopiroxén és ortopiroxén. Ezek egyértelműen bazaltos magmából kristályosodtak ki. Összefoglalóan, egyetlen kristályban benne van bazaltos és granodioritos magma anyaga, továbbá egy hibrid dácitos olvadékból kristályosodó ásványegyüttes. A dácit tehát egy többlépcsős keveredéssel alakult ki 8-13 km mélységben lévő magmatározóban.



II.85. ábra – Egy csomádi dácit egy nikollal készített mikroszkópos képe különböző megjelenésű amfibol, plagioklász, biotit és kvarc ásványfázisokkal. A kristálygazdagság és változatos szöveti megjelenés egy komplex, nyílt rendszerű magmafejlődés eredménye.

A magmás differenciáció egy része a magma felemelkedése során zajlik, azonban legfőbb helye a földkéregben kialakuló **magmakamra**. A magmakamra természetéről a 21. század elején jelentősen megváltozott a felfogás. Korábban úgy vélték, hogy a magmakamra egy kőzetolvadékkal teli üreg, amelyben a kristályosodás történik vagy úgy, hogy a kristályok szuszpenzióban vannak a kőzetolvadékban („klasszikus” felfogás) vagy a magmakamra fala mentén zajlik a kristályosodás, miközben a magmakamra belseje nagyrészt olvadék állapotú, amiben konvekciós áramlások jöhetnek létre. A falmenti kristályosodás modelljét Bruce Marsh dolgozta ki az 1990-es évek második felében. Ennek a lényeges, hogy a kristályosodás a legnagyobb hőmérsékleti gradiens mentén történik, azaz ott, ahol a magma a mellékközzettel érintkezik. A kristályosodási front kialakulását befolyásolja a magmakamra alakja is, valamint függ attól is, hogy alulról milyen időközönként érkezik újabb magmaanyag. Marsh az úgynevezett megszilárdulási fronton belül a következő részeket különítette el:

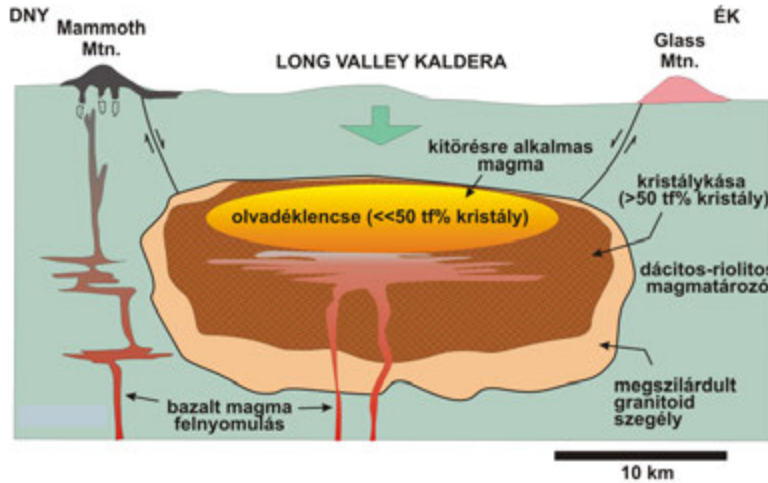
1. Merev kéreg (a kritikus kristályossági foktól - 50-55% - a 100%-os kristályosságig tart. A Hawaii lávatavak esetében ez a kéreg fűrható.)
2. Kristály-pép zóna (a szuszpenziós zónától az elfogási front választja el. A kristálysűrűség 50-55%-os, a kristályok mozgása erősen korlátozott.)
3. Elfogási front (a magma viszkozitása itt legalább egy 10-es faktossal növekszik, ezért a kristályok mozgása e határon keresztül erősen korlátozott; nincs elszökés, illetve ülepedés)
4. Szuszpenziós zóna (itt kezdődik a kristályok nukleációja és növekedése. A kristályok mennyisége <25%. A kristályok szabadon mozoghatnak az olvadékban)



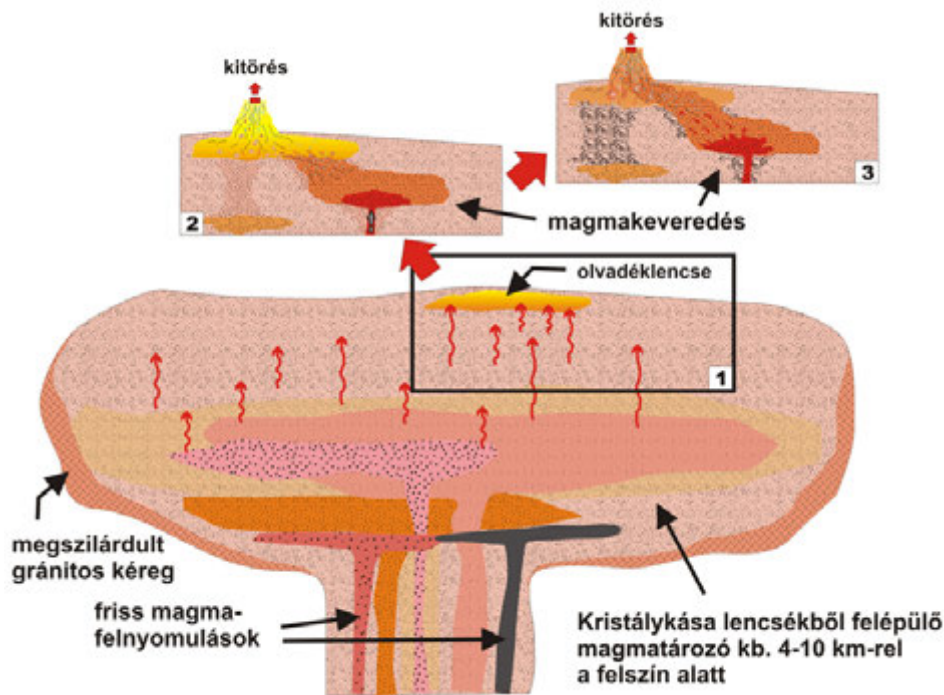
II.86. ábra – A magmakamra természete balra a „hagyományos” felfogásban, jobbra pedig Marsh falmenti kristályosodás modelljével.

A falmenti kristályosodással jellemzett magmakamra modell egy új szemléletet honosított meg, amit 2003-ban egy paradigmaváltás követett. Egy szilíciumgazdag magmatározókkal foglalkozó tematikus konferencián Wes Hildreth terjesztette elő új modelljét, aminek a lényege az volt, hogy a magmakamrákban nincsenek nagy kiterjedésű, összefüggő kőzetolvadék testek, hanem alapvetően kristálypépből állnak. Továbbá, ez a kristálypép tömeg nem egy egyszerű magma benyomulás során alakul ki, hanem többszöri magma utánpótlással fokozatos épül fel, terjeszkedik, növekedik. A földkéreg alsó részén kialakuló szilíciumgazdag magmák, ahogy a felsőkéregbe érkeznek ott, sokkal inkább oldalirányban elnyúlt magmatesteket hoznak létre mintsem háromirányban kiterjedt magmával kitöltött üregeket. Ezekben a teletelerszerű benyomulásokban a geometria adta lehetőség szerint in situ kristályosodás indul meg. A magmakamrában zajló további folyamatokat Hildreth nyomán a svájci Olivier Bachmann és munkatársai finomították tovább. A konvekciós mozgás egy 30-40%-os kristályossági fokú magmás testben már egyre inkább korlátozott, azaz a kristályok egyre kevésbé tudnak elmozdulni helyükről. Kialakul tehát egy kristálypép állapot, amelyben a részben összeérő kristályok között fejlett kőzetolvadék csapdázódik. A kristályváz saját súlya alatti összetömörödése időszakonként kipréseli a differenciált kőzetolvadékat, ami a magmatározó felső részén halmozódik fel. E folyamat ismétlődésével létrejöhet egy kiterjedt, összefüggő olvadéklencse. Ennek jelentősége abban van, hogy míg a kristálypép tömeg egy kitérésre nem képes magmaanyagot képvisel, addig a fejlett, szilíciumban gazdag olvadéklencse potenciálisan már elindíthat vulkáni kitérést.

A kristálypép testekből fokozatosan felépülő magmakamrák a cirkon kristályokon végzett kormeghatározás alapján akár 1-2 millió évig is fennállhatnak. Van, amikor szolidusz hőmérséklet közeli állapotban már majdnem kőzetté válnak, de egy újabb magma felnyomulás újramobilizálhatja ezeket a kristálygazdag anyagokat. Adott esetben egy teljes plutoni anyag is jelentős részt újraolvadhat és ez a kristályokban gazdag magmatömeg felszínre törhet. Bachmann és munkatársai szerint a legnagyobb ismert vulkáni kitérés anyaga, a Fish Canyon tufa több mint 5000 köbkilométer térfogatú anyaga egy ilyen pluton-újramobilizálással jött létre.

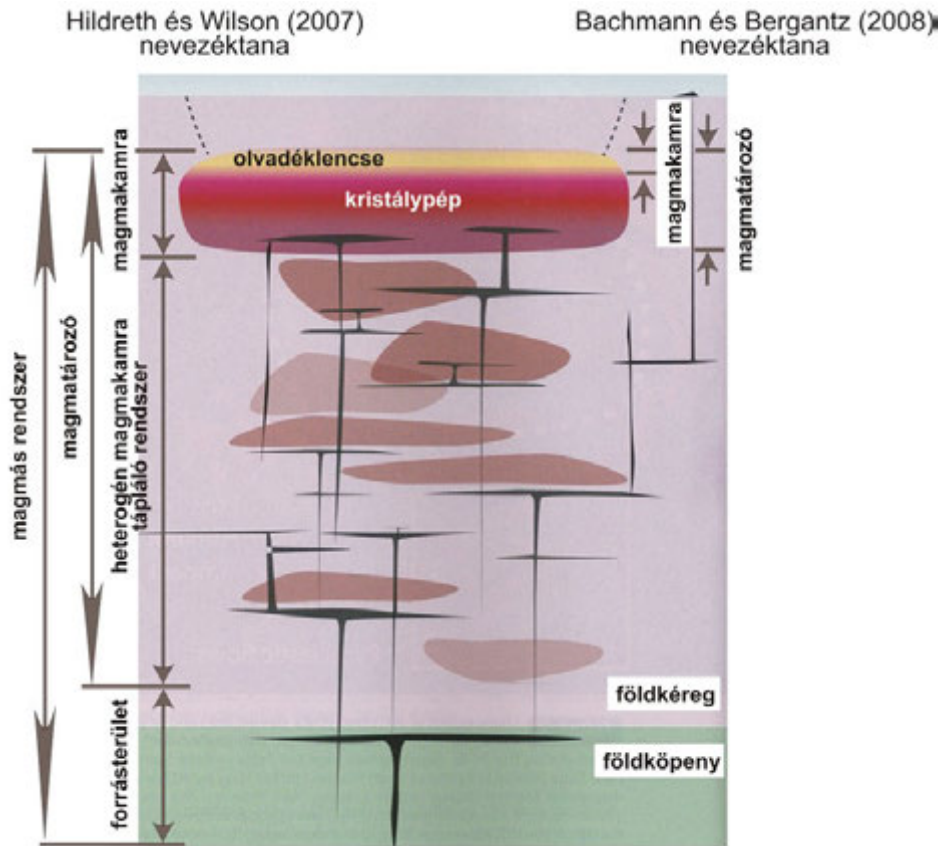


II.87. ábra – Egy kiterjedt magmakamra modellje az Egyesült Államokbeli Long Valley kaldera alatt Wes Hildreth nyomán.



II.88. ábra – A bukkaíjai Bogács közelében előforduló szilíciumgazdag ignimbritek keletkezésére Lukács Réka és munkatársai által kidolgozott magmatározó modell. Az ismétlődő magma felnyomulások kristálypép-kristálypép, kristálypép-olvadék, valamint olvadék-olvadék keveredést idéz elő. Egy friss magmafelnyomás végül előidézője lehet egy nagy térfogatú magma részvételével jellemzett vulkánkitörésnek. A magmatározó modell kialakítását kogenetikus kőzetekben megjelenő ásványfázisok nagy felbontású, integrált szöveti és ásványkémiai elemzése alapozta meg.

A kristálypép magmakamra modellt a legújabb geofizikai vizsgálatok, szeizmikus tomográfiai modellek is alátámasztják. A földrengéshullámok sebességsökkenése ugyanis nem olyan mértékű, még az aktív vulkánok alatt sem, ami nagy kiterjedésű, összefüggő kőzetolvadék jelenlétére utalna. A sebesség értékek sokkal inkább összhangban vannak a kristálypép modellel. Ez az egyre gyarapodó, növekvő kristálypépes, alapvetően nyílt petrogenetikai folyamatokkal jellemezhető szemlélet a magmakamra, illetve magmatározó elnevezést is újragondolásra készíti. Az alábbiakban két hasonló szemléletű, de némileg eltérő nevezéktant használó kutatói pár besorolási elvét mutatjuk:

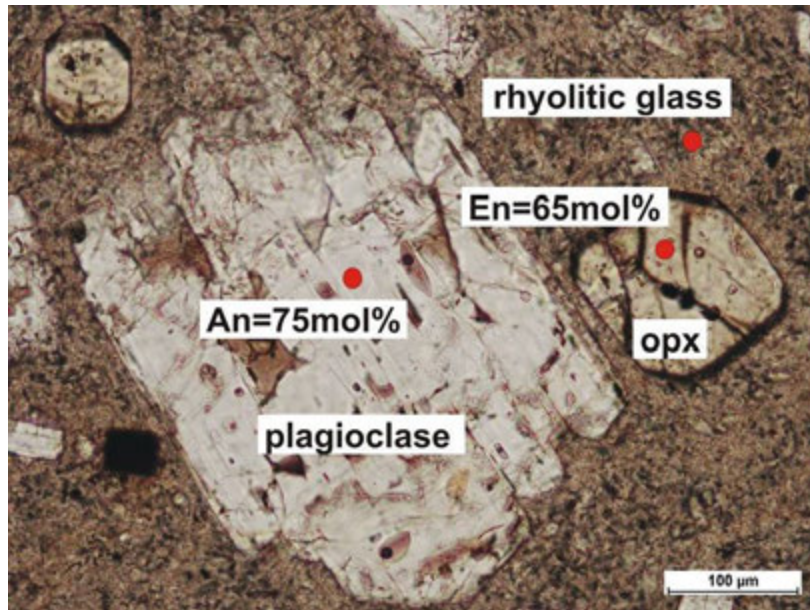


II.89. ábra – Magmakamra és magmatározó elnevezések használata Hildreth és Wilson, illetve Bachmann és Bergantz felfogása alapján.

A magmás differenciáció folyamata tehát úgy tűnik jóval bonyolultabb, mitn azt korábban gondolták és abban nagy szerepet játszanak a nyílt rendszerű folyamatok, mint az újratöltődés, magmakeveredés, hibridizáció. Ennek vizsgálatában a fő szempontok, illetve kérdések:

1. A kőzetben megjelenő ásványfázisok egyensúlyban vannak-e a kitörő magmával (kőzetolvadékkal)?
2. A kőzetben megjelenő ásványfázisok egyensúlyban vannak-e egymással?
3. Ha nem, akkor mi az eredetük, kogenetikusak-e, ugyanannak a magmás rendszernek a részei?
4. Milyen folyamatok hozták létre a kőzetszöveti, ásványszöveti jellegeket?
5. Mi alakította ki az ásványfázisok összetételbeli jellegét, az esetleges kémiai összetételbeli zónásságot?

Mindezeknek a kérdéseknek a megválaszolásához aprólékosan elemezni kell az ásványok megjelenését (alak, kristályperem, zónássági jelleg), valamint a kémiai összetételét. Ehhez a klasszikus optikai mikroszkópos, petrográfiai vizsgálatok, valamint mikroszondás képalkotási vizsgálatok (BSE képek) és kvantitatív mikroszonda elemzések szükségesek.



II.90. ábra – Példa egy kőzet integrált szöveti és geokémiai vizsgálatára (Bükkalja, andezites litoklaszt): a kőzetben rezorbeált, szivacsos megjelenésű plagiklász kristály és sajátalakú ortopiroxén található kőzetüveges alapanyagban. A kőzetüveg riolitos összetételű, amellyel egy 75 mol% anortit tartalmú plagioklász bizonyosan nem tart egyensúlyt, azaz a plagioklászok egy mafikusabb olvadékból kristályosodtak és csak utólag kerültek a szilíciumgazdag olvadékba, ahol visszaoldódtak, felszivacsosodtak. Ezzel szemben az ortopiroxének sajátalakú megjelenése arra utal, hogy egyensúlyi ásványfázisok lehetnek. A 65 mol% enstatit-tartalom ezzel összhangban van. Az andezites kőzet bizonyára nem képvisel valamikor létező andezites magmát, a benne lévő komponensek csak a kitörés előtt keveredtek egymással össze. A plagioklászok egy mafikus magmának a részvételét jelzik a magmatározó fejlődésében, a kristályok magmakeveredéssel juthattak a kristályosodó szilíciumgazdag olvadékba. A plagioklászok szilikátolvadék-zárványai megerősítik ezt az értelmezést, mivel összetételük eltér a bezáró kőzetüveg összetételétől, annál mafikusabb jelleget mutat.

III. fejezet - Magmás kőzetek vizsgálata

III.1. Terepi magmás kőzethatározás

III.1.1. Előkészületek

A geológus terepmunkája nem a helyszínre érkezéskor, a kiszemelt kőzetek feltárásainak megközelítésekor, megpillantásakor kezdődik, bár kétségtelenül ez a legizgalmasabb, leg váraozástelibb pillanat egy igazi terepi geológus életében. Először is, ha van rá mód és lehetőség, szakirodalmi (szöveges és földtani térképi) és személyes szakmai eszmecsereken keresztül ismereteket kell szerezni a kutatni vágyott területről, képződményekről. A **nemes elődök** átadott tudásának megismerése elemi érdekünk, hiszen ezzel a tudással felvértezve sok kérdést előre tisztábban láthatunk, könnyebben megtaláljuk a válaszra váró vitás vagy tisztázatlan kérdéseket, így pontosabban meg tudjuk határozni kutatási irányainkat, valamint elkerülhetjük azt, hogy olyasmit kezdjünk újdonságként felismerni, ami ott már régóta ismert (bár tanulásnak, önképzésnek az önálló, saját erős újra felfedezés nem is olyan rossz módszer). Ezen kívül sokkal könnyebben tájékozódhatunk a terepen is. De ez még nem terepmunka, csak felkészülés a terepmunkára.

A mai számítógépes világban minden másképpen kezdődik, folytatódik és végződik, mint egykor. A terepmunka - bár ebben az esetben inkább csak idézőjelben használnám ezt a fogalmat – nem csak személyes terepmunkával kezdődhet. Bizonyos fajta földtani kutatások esetében (nehéz terepi viszonyok közötti földtani térképezés, nyersanyagkutatás, régészeti geológia-geofizika stb.), az igazi terepmunka előtt, sőt közben is a jobb előismeretek megszerzése és biztosabb folytatása érdekében különböző léptékű és fajtájú **távérzékeléses** módszerekkel is lehet az adott terület akár jelenkori földtani, terepi viszonyait kutatni. De ez is csak előkészítése és segítése, kiegészítése az igazi terepmunkának.

Az igazi terepmunka a terepen való személyes megjelenést jelenti, ami a **szabad levegőre** való kilépéskor kezdődik. Ez a kemény szellemi és fizikai munka a kötöttségektől való megszabadulásnak, a szellem szabad szárnyalásának (szabadság), a természet szépségeivel és nagyszerűségével való közvetlen találkozásnak (szerelem) örömét adja meg minden igaz geológusnak.

A közettani terepmunka fő feladatai a terepi tájékozódás megtanulása, és gyakorlása mellett a kutatni kívánt kőzet megtalálása, megismerése, azonosítása, leírása, esetleges begyűjtése.

A **terepi tájékozódás** a geológus számára kétféle síkon történik. Egyrészt földrajzilag kell biztosan tájékozódnia domborzatot, vízrajzot mutató térképek segítségével (pl. turista térképek, részletes, kis léptékű katonai vagy tájfutó térképek, műholdas térképek), helymeghatározó segédeszközökkel (pl. GPS), hogy a kiszemelt helyszínt megtalálja, földrajzilag megismerje. Másrészt a földtani térben is jól kell tudni tájékozódnia. Ehhez földtani leírásokat, ábrázolásokat és földtani térképeket kell használni. Sajnos azonban az ilyen térképeknél a másik téma ábrázolása csak elnagyoltan (földtani térképek domborzati rajza), vagy egyáltalán nem (domborzati térképeken nincs földtan) szerepel. Ez ma már egy kis számítógépes ügyeskedéssel jól megoldható, hiszen ezek a térképek interneten digitálisan is elérhetők és akár terepen is műholdas kapcsolattal online módon összekapcsolhatók. Így menet közben is pontosan látható, milyen terepviszonyok között milyen földtani képződményben haladunk. Ez már ugyan igazi terepi, de még mindig csak gépies tájékozódás. Az ésszel történő terepi tájékozódásban a két szakterület, a földtan és a domborzattan összefüggés-rendszerének megismerése elengedhetetlen (részben ezzel foglalkozik a felszínalaktan, azaz a geomorfológia tudománya).

III.1.2. Felszínalaktani megfigyelések, távgeológia

Az igazi terepmunka első komoly mozzanata tehát a kiszemelt tájegység, táj, azon belül is egy-egy szűkebb terület (hegy, völgy, síkság stb.) formájának, körvonalának, domborulatainak szemügyre vétele, vizsgálata, még a messzeségből történő közvetlen tanulmányozása. A szakértő szemnek ezek a formák sokat elárulhatnak a terület földtani képződményeiről és a területet ért földtani eseményekről, vagy akár a már nem egyértelműen megmutató, rejtett, mesterséges emberi beavatkozásokról. Ezekből a **morfológiai** megfigyelésekből természetesen nem minden esetben tudunk teljes bizonyossággal következtetni az adott képződmény földtani felépítésére, de az esetek döntő többségében elgondolásaink még ismeretlen tájon is helyesek lehetnek. Nézzünk néhány példát először arra, hogyan

különböztethetjük meg ilyen módon a főbb kőzetfajták alkotta hegyeket. Fő feladatunk a magmás kőzetek terepi megismerésének módja, ezért ezekkel kezdjük a morfológiai ismertetést, de az ellentétes ismeretek is hasznosak lehetnek arra nézve, milyenek nem szoktak lenni a magmás kőzetek alkotta hegyek, ezért ilyenekre is mutatunk néhány példát.

III.1.3. Mélységi magmás (intruzív) kőzetek

A mélységi magmás kőzetek képződésekor a magma a földkéregben nagyobb mélységben már meglévő legkülönbözőbb fajtájú szilárd kőzetanyagba nyomulva szilárdul meg. A két kőzet határán gyakran képződik átalakult kőzetöv (kontakt zóna). A benyomult magmás test átmérője az 1 km-estől akár 100 km-es nagyságrendűig is terjedhet. Alakjuk óriási fekvő krumplira emlékeztet vastag, erős kéreggel, mintha mélyen a talajba lenne ágyazva, mert a magmás test körül lévő beágyazó kőzetek sokszor puhábbak nála. Felszínre emelkedve ezek a legtöbb esetben hatalmas, kemény, szilárd, szívós anyagú kőzetestek viszonylag gyakran egyben maradnak, kevésbé hajlamosak tektonikus széthasadozásra, feldarabolódásra. A későbbi kiemelkedés során felszínre került és már kissé lepusztult intruzív magmás testek nagy egységes hegytömböket, hegyvonulatokat alkotnak határozott, kissé gömbölyödött szélekkel, lapos lejtésű, palást-szerű oldalakkal, kissé hullámos, domború felszínnel. Ilyen pl. Magyarországon a Velencei hg. Ezen belül sajátos megjelenési formát mutat a hidrotermás oldatok hatására kissé átalakult gránit, amelynek amúgy is kevésbé összefogazódó, gömbölyded szemcséi között az átalakulás hatására meggyengült az összetartás. Így ez a kőzet, különösen felszín közelben könnyen cm-es szemcseméretű ásványmorzsává aprózódik, ami a keményebb kőzetrészeket beburkolja. Ezt az ásványmorzsát gránit murvának (szállóigeként magunk között Török Kálmán találó leleménye után lapátolhatósága okán „lapátgránitnak”) hívjuk, magát a darabolódás folyamatát murvásodásnak. Ha ez a murvaburok lekopik, még gömbölyűbb formákat kapunk. A kisebb, néhány méteres darabokra tört, kiemelkedő kőzetesteken is végbemehet ez a folyamat, ami óriási egymásra hányt, gyapjúval teli zsákokra emlékeztető formákat eredményez. Az állandó murvaképződés, pergés és kopás, valamint a benne lévő, mállásnak ellenálló sok kvarcsemmecske miatt a gránit nem túl jó talajképző kőzet, ezért gyakran kopár a felszíne, pedig nyomelemekben nagyon gazdag lehet. Mindezek a jelenségek láthatók a Velencei hg-ben is. A nem murvásodó gránit felszíni hatásokkal szemben igen ellenálló kőzet. Erősebben kiemelt, tektonikusan sűrűbben szabdalta magashegységi környezetben ez a tulajdonsága állékony, jól mászható, kevésbé repedezett és omlékony, semmilyen módon nem tagolt (nem sávós, nem rétegzett, nem palás, nem gyúrt stb.), nem lapos tetejű, egybeálló magas, sziklafalak határolta hegyekben testesül meg. A gránitnál bázisosabb intruzív kőzetek (pl. gabbró, diorit) hasonlóan viselkednek, közelebről nézve színük legtöbbször sötétebb-világosabb szürke, a granitoidok és közelebbi rokonaik (szienit, monzonit) inkább rózsaszínűek, sárgásfehérek, zöldesfehérek. Az intruzív kőzetek egyenletesen durván szemcsézett szerkezettel.



III.1. ábra – Jégtakaró által lecsiszolt gránittest a Vänern-tó északi partján (Karlstad, Svédország; fotó: Klébesz Rita)

III.1.4. Szubvulkáni testek

A kisebb tömegű, felszínközeli magmabenyomulás és megrekedés eredményeként szubvulkáni testek jönnek létre. Egyik fajtájuk az egy központi kürtőből táplálkozva kialakuló, legfeljebb km-es nagyságrendű átmérővel rendelkező, zömök lencse alakú lávakőzettest, az úgynevezett lakkolit. Akkor tárul fel, ha tetejéről a szinte mindig jóval puhább mellékkőzet lepusztul. A további kiemelkedés során jellegzetes, teknősbéka hátpáncéljához hasonló alakot ölt. Alsó széle meredek, följebb fokozatosan egyre inkább lankásodik egészen a gömbölyűen domborodó tetejéig. Ezek a hegyek gyakran egymástól kissé távolabb, elszórtan állnak, szintén csodálatos tájképet mutatva (pl. Csódi-hegy, Tokaji-hg. déli széle). A szubvulkáni testformák másik fajtái a magmás telérek kőzetek igen meredek falú, hosszasan elnyúló, taraj-szerű hegygerinceket alkotnak.



III.2. ábra – A Csódi-hegy lakkolitja. A magmás test fedője mára nagyrészt erodálódott. (fotó: Sági Tamás)

III.1.5. Kiömlési (extruzív) és kitörési (explozív) magmás kőzettestek. Tűzhányók, azaz a vulkánok

Ennek a kőzettársaságnak a nagyléptékű formáit nem lehet egy kalap alatt tárgyalni változatos anyagaik és kitörési formáik miatt.

A leggyakoribb lávaöntő vulkánok bázisos kemizmusú, azaz bazaltos lávát ontanak magukból bázisos lávakőzetet, vagyis bazaltot eredményezve. Ezek akár hasadékból, akár kürtőből ömlenek ki, akár szárazföldi, akár mélytengeri felszínre, közös tulajdonságuk a kis viszkozitás, azaz a híg, könnyen folyós természet, ami a viszonylag kis szilícium-dioxid tartalmukból adódik. Tudni kell még a formák jobb megértéséhez azt is, hogy víztartalmuk is kisebb a savanyú magmákéhoz képest. Mindezzel összhangban ismeretes, hogy ezek a tűzhányók viszonylag rövid idő alatt nagy mennyiségű, gyorsan kiömlő és folyó, könnyen szétterülő lávatarakokat, lepleket alakítottak, alakítanak ma is ki, a külön kiömlési helyek, kürtők számától függően akár többet is egymás mellett. A Kárpát-medence esetében ez a folyamat a pliocénben zajlott és a számtalan vulkáni központból kiömlő lávaanyag puhább, lazább kőzetekre települt és ott szilárdult alkáli bazalttá. Ezek a szárazföldön kialakult bazalt-hegyek tehát eredeti vulkáni mivoltukban általában minden oldalirányban nagy kiterjedésű, egyenletes, de nem túl nagy vastagságú, meredek oldalfalakkal határolt, a környezetükből hirtelen kiemelkedő, lapos tetejű formát mutatnak. Színük jellegzetesen fekete, vagy sötétszürke. Az idősebb szárazföldi vulkánok is hasonló formát mutatnak - amíg a tektonikai mozgások szét nem rombolják az eredeti formát – de ha puha a környezetében lévő alapkőzet, egy idő után még jobban kiemelkedik a környezetéből laposan dőlő paláttal körbeövezve (pl. Badacsony, Somló-hegy). Közelebről nézve függőleges repedésekkel sűrűn tagolt, kissé omladékos, felszínük kissé darabos, egyenetlen, de nem durvakristályos. Ha belsejük feltárul, gyakran látható oszlopos elválásuk (Szent György-hegy). A tenger alatti bazaltvulkánok szintén szétterülők, de központjuk kissé magasabb. Eredeti vulkáni alakjuk a kontinensre kerüléssel járó nagyléptékű tektonikus mozgások miatt ritkán őrződik meg. Jellegzetes, méteres átmérőt is elérő gömbökből álló szerkezete közelebről jól felismerhető (pl. szarvaskői útbevágás és Szarvaskői Várhegy). A bazalt könnyen málló, kiváló talajképző kőzet, vastag fekete termőföld alakulhat ki rajta, buja növénytakaró jellemzi.



III.3. ábra – A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb bazanit lávafolyása Magasmart (Brehy, Szlovákia) felhagyott kőfejtőjében (balra) és oszloposan elváló bazalt Alsórákos (Racoș, Románia) közelében (jobbra; fotók: Sági Tamás)

A kevésbé bázisos lavát és piroklasztitot vegyesen szolgáltatató tűzhányók (rétegvulkánok, dagadó kúpok) egyenletes lejtésű, lejjebb kissé lankásodó, meredek oldalú, csúcsos hegyeket produkálnak. Ez a csodálatos kezdeti forma a mai vulkánokon gyönyörűen látszik (pl. Etna, Vezúv, Fuji) és akár 100 ezer éveken át is megmaradhat (pl. Puy de Dôme, Csomád). Néhány millió év alatt azonban csökken a hegy felületének, körvonalainak szabályossága, de az említett alapforma még sokáig kisejlik. Az öregebb vulkáni hegyek (pl. Mátra, Börzsöny), mivel részben lazább kőzetekből állnak, meredek oldalú völgyek kialakulásával pusztulnak tovább, így az egyenes oldalú kúpos formák továbbra is jellemzők lehetnek rájuk, bár ekkor már nem az eredeti vulkánok szerinti, hanem azoktól kisebb-nagyobb eltérést mutató, inkább másodlagos elrendeződésben.



III.4. ábra – A Csomád egyik lávadómja, a Nagy-Haram Tusnádfürdő közelében, Erdélyben (Băile Tușnad, Románia; fotó: Sági Tamás)

III.1.6. Piroklasztitok

A tűzhányóból kirobbanó vulkáni por, hamu és durvább törmelékanyag, főleg a savanyú kemizmusú anyagot szolgáltató kitorési központok esetében óriási mennyiségben, nagy területen, a kitorési központtól akár kissé távolabb is több 10 méter vastagságban boríthatja be a tájat. A hirtelen nagy vastagságban egymásra hullott, sokszor lyukacsos, szivacsos törmelékanyagnak - ha meg is keményedik, össze is cementálódik az öt átjáró oldatok és hő hatására - nincs ideje összetömörödni, kisebb-nagyobb mértékben mindig porózus laza marad. Ez a kőzet a benne lévő rengeteg, különböző méretű és alakú pórus, valamint málékony törmelékanyag miatt hosszú évmilliókon át is megőrizheti eredeti morzsalékosságát, lazaságát, porhanyósságát. Kiemelt helyzetben, ha a dús növénytakaró nem védi meg a csapadék lemosó, koptató hatásától, igen gyorsan pusztulásnak indul morzsalékos, nagyon meredek oldalú, kopár felszínű, sűrű, zezugos völgyhálózatot („badland”), vagy meredeken tornyosuló, egyenes oldalú, 10 métert is meghaladható szabályos kúpokat (pl. kaptárkövek a Bükk-alján, Kappadókia Törökországban)

eredményezve. Az így kialakult világosszürke, fehér színű sziklatornyok, kopár, szabdalt hegyoldalak messziről világítanak.



III.5. ábra – Az Orvieto-Bagnoregio Ignimbriből kipreparálódott platóra épült Orvieto városa (balra) és attól északra ugyanazon kőzeten kialakult badland (jobbra; fotók: Sági Tamás)

III.1.7. Nem magmás kőzettestek

A leggyakoribb hegyalkotó mészkőzetek a sekélytengeri, világosszürke vagy fehér, vastagpados mészkő és dolomit akár 1000 méter vastag rétegsorozatot is alkotnak. Hatalmas, magas, lapos tetejű, fölfelé hegytömböket alkotnak. Oldaluk függőleges kopár sziklafalként meredez, fölül kissé befelé hajlik, vízszintes sávozottsággal, rétegzettséggel és függőleges repedésekkel, törésekkel tagoltak (pl. Dolomitok). Lábaiknak hatalmas legyező alakú törmelékletők, mint fehér szoknyák támaszkodnak. A magasabb, kitettebb mészkőhegyek teteje széles repedésekkel, hasadékokkal igen sűrűn tagolt, sok esetben emiatt alig járható. A kevésbé pusztuló mészkőhegyek lapos felszínén egymást érik a kisebb-nagyobb, pár métertől 100 méter átmérőt is meghaladó (pl. Bükk fennsík, Abaliget környéke), leggyakrabban közel kerek, tál alakú mélyedések. A vastagpados, kovás homokkő gyakran szintén vastag rétegekben mutatkozik, a belőle kialakult hegyek szintén kopasz, függőleges oldalfalakkal és lapos tetővel rendelkeznek (pl. Meteórák), színük azonban leggyakrabban szürke vagy vörösbarna. A puhább metamorf kőzetek, mint pl. a csillámpala és fillit, egyenetlen felszínű, szabálytalanul hepehupás, laposabb hegyek formájában szeretnek megjelenni.



III.6. ábra – A Karni Alpok (Déli Mészkőalpok) egyik csúcsa, előtérben a Piave folyó fonatos medre (fotó: Sági Tamás)

III.1.8. Terepi biogeológia

A terepi tájékozódásnak azonban van még egy nagyon különleges és érdekes módja. Ennek megismeréséhez és alkalmazásához kicsit szélesebb körű természettudományos érdeklődésre van szükség. A kőzetek és a domborzat mellett a terepen való mozgás során hasznos lehet figyelni a növényzet jellegében mutatkozó változásokat is. Természetesen ez csak olyan helyen lehet a fedett területen a talajtakaróval borított, nem látható kőzet meghatározása szempontjából hasznos, ahol az egyéb növényzet kialakulását befolyásoló tényezők, pl. domborzati, napsugárzási viszonyok nem váltakoznak a megfigyelt területen. A mállékonyabb, nyomelemben, vagy agyagásványban gazdagabb, mélyebb talajt képező kőzetek fölött sokkal dúsabb lehet a növényzet. Egyes növények, vagy növénytársulások bizonyos talajösszetételt jobban kedvelhetnek, egyes nyomelemeket, ez által egyes kőzetfajtákat pusztán megjelenésükkkel is jelezhetnek.

III.1.9. A feltárás megismerése

A sok távoli, majd kissé közelebbi tájékozódó szemlélődés után végre kerülünk megfogható közelségbe a kőzetekhez és térjünk a tettek mezejére. A várva várt feltárást megtalálva azonban még ne kezdjünk rögtön a kőzetek testközeli tanulmányozásába. A bölcs öregek mindig arra intettek, álljunk meg a kőzetkibúvás előtt egy kis időre, átlátva az egész feltárás minden részét, valamint környezetének jellegét is és próbáljuk meg először átfogóan, nagy vonalakban megismerni a helyet és a feltároló kőzettestek helyzetét, hogy a későbbi részletes megfigyeléseinket jól el tudjuk rendezni és helyesen értelmezni az adott keretek között. Ezután megragadhatjuk a kőzeteket, de mit is kezdjünk velük, hiszen kemények, nagyok és sárosak, alig látunk rajtuk valamit.

III.1.10. A geológus kalapács

A terepi geológus számára a kalapács a legszentebb, szinte már relikviának számító munkaeszköz, sokszor egy életen át szolgálja gazdáját. Beszerzését tehát jól át kell gondolni. Csak hivatalos gyártótól származó kalapácsot szabad használni. A házi gyártású, vagy nem külön célra gyártott kalapácsok - különösen a kemény magmás kőzeteken való használatkor hamar tönkremennek. Legjobb esetben a túl puha fémből készült kalapács (pl. kőműves kalapács) feje hamar elkopik. Rosszabb esetekben a célnak nem megfelelő nyelezés miatt (pl. ácskalapácsok) a fej letörik, vagy a nyélből kicsúszik, vagy maga a nyél eltörik - ilyenkor a kalapácsfej elrepülve bárki közelben állóban súlyos kárt tehet. Még rosszabb esetben a túl rideg, kemény anyagból készült (pl., sinacél) kalapácsfejről kemény kőzet ütésekor apró fémszilánkok pattanhatnak le nagy sebességgel, repeszgránáthoz hasonló hatással akár maradandó sérülést okozva.

A gyártók különböző kőzetteleségekre kalapálására külön arra a célra kifejlesztett anyagú és alakú kalapácsokat gyártanak. A magmás kőzetek között nagy számban találunk igen kemény, szívós kőzeteket, ezért a legkeményebb kőzetekre tervezett kalapácsot válasszuk. Ez a kalapács a puhább piroklasztitok vizsgálóinak is jól jöhet, hiszen a nagyobb kőzettörmelékek (litoklasztok) között is lehetnek igen kemény vulkanitok. Aki azonban csak laza, finomszemcsés, nem túl idős, piroklasztitok vizsgálatára adja a fejét, választhat puhább, olcsóbb anyagú kalapácsot is.

Két alapvető alakú, fejformájú fajtája van a geológus kalapácsoknak. A kőzetek eltörését, letörését szolgáló, ütő végűk megegyezik, ez a kalapácsfej lecsapott végű, rövidebb fele. Ezzel a véggel szemben, a nyelezéstől másik irányban inkább kalapácsstípusnál hosszabb, elkeskenyedő részt találunk. Az egyik hegyes, a másik lapos, kacsacsőr szerű kialakítású. Ez a vége a kalapácsnak nem a kőzetek ütését, törését szolgálja, mert nem lenne hatékony és hamar eltompulna, kicsorbulna.

Kemény kőzetekhez a hegyes végű kalapácsfajtát használjuk. Hegyes vége finom vésésre, kőzetmélyedésekben lévő anyagok leválasztására, repedések tágitására, meglazult, beékelődött kemény kőzetdarabok fesztítésére használható legjobban.

A másik fajta kalapács lapos, vízszintes élű, kacsacsőr alakú végét inkább laza, puha anyagok kaparására, azokban lévő repedések tágitására, lazább kőzetdarabok feszegetésére, lazítására találták ki, mert a szélesebb vég, fesztítéskor a lazább kőzeteket jobban megtartja, egyben tartja.

III.1.11. A geológus kalapács használata

A kalapácsot terepen derékszíjhoz rögzített, nyéllyukas fejgyas zárható erős tokban hordjuk a dolgozabb kezünk oldalán és onnan vesszük elő minden használat előtt.

A geológus kalapács hatékony, balesetmentes használatához nagy gyakorlatra, és az alapvető használati szabályok betartására van szükség. Kezdő, vagy kevésbé gyakorlott terepi kutatók mindenképpen használjanak műanyag lencsés védőszemüveget. Nemcsak a korábban említett nem biztonságos kalapácsfajták esetleges használata miatt, hiszen különleges, ritka esetekben a legjobb kalapács is sérülhet és okozhat balesetet.

A kemény, rideg, szilánkosan törő kőzetekről is (pl. kvarc, obszidián), ütésükkor apróbb-nagyobb, éles, hegyes kőzetszilánkok pattanhatnak le és az esetleges szemsérülés mellett vérző sebeket vághatnak csupasz, vagy vékony, szorosabb ruhával borított testfelületünkön, főleg az ütött kőzet közeli helyeken, mint pl. a lábszáron. Ezért is célszerűbb hosszú szárú, erős anyagú nadrágot, vagy vastagabb lábszárvédőt hordani kőzetkutató túránkön.

A kőzeteket az unaloműzésen kívül két értelmes okból kalapálja a kutató geológus. Ha az eredeti kőzet megismerése a célunk, a felszínen talált kőzetről el kell távolítanunk a kőzet eredeti tulajdonságaira vonatkozóan kevesebb használható ismeretet mutató, felszíni kitérésből fakadó (csapadék, fagyhatás, napsugárzás, élőlények bontó hatása (bioerózió) stb.) hatásokra átalakult, ún. mállott (kémiaiilag (bontott, bekéregzett) és fizikailag (repedezett, aprózódott, kopott) átalakult, elváltozott) kőzetrészeket. A kőzetek friss törési felületén a mállott felülethez képest sokkal szebben, tisztábban mutatkoznak a kőzetalkotó ásványok eredeti fizikai tulajdonságai (szín, fény, átlátszóság, termet, alak, hasadás, keménység stb.) és a kőzetek szöveti bélyegeit (pl. ásványok elrendeződése, kapcsolódása). A frissen tört felületet azonban a töréskor óhatatlanul keletkező finom ásványpor kisebb-nagyobb mértékben gyakran belepíti. Ezt a fehéres, néha alig látható port egy-két határozott, igen erőteljes, kissé páradús ráfújással távolítjuk el a szemrevételezés előtt a tisztán látás érdekében. A kissé nedves felületen bizonyos ásványi tulajdonságok (pl. átlátszóság) még jobban láthatóvá válnak.



III.1.1. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a geológus kalapács használatát

Másik célunk lehet a kalapáccsal a megfelelő méretű, alakú kőzetdarab leválasztása nagy kőzettömből, vagy kialakítása mintavételi célból. Nagy kőzettömb ütésekor keresni kell a repedéseket, kiszögelléseket, ahol a megfelelően nagyméretű kőzetdarab leválása, lehasadása könnyebben megtörténhet. Mindenkor figyelni kell arra, hogy a kőzettömböt ne egy domború, vastag részen, hanem lapos felületén, lehetőleg a vékonyabbik részén találjuk el. E közben úgy kell helyezkedni, hogy az ütés alkalmas, kényelmes testhelyzetben történjen (így lehet csak nagyot, pontosan ütni), senki ne álljon, és semmi ne legyen az ütés és lendítés vonalának közelében. Társaink és mi is úgy helyezkedjünk, hogy a leváló, esetleg hirtelen, nagy sebességgel levágódó nagy kőzetdarab várható útjában senki ne legyen, mert az akár lábtörést is okozhat. Az ütésenként szétpattanható apróbb szilánkok repeszhatása miatt figyelmeztetni kell a körülöttünk állókat, hogy számítsanak a hatásokra és megfelelően védekezhessenek, vagy, hogy bármennyire is érdekes az eseményt figyelni, legalább az ütés pillanatában csukják be a szemüket, ha kell még az is, aki a kőzetet ütlegeli.

Kisebb, de még kézben nehezen fogható kőzetdarabok („lábi példány”) szétütését, vagy azokról kőzetrészek letörését szükség esetén lábtámasztásos módszerrel végezzük. Akkor kell alkalmazni ezt a módszert, ha a földön heverő, szétütésre váró kőzetdarab nem fekszik jól föl, vagy ütés közben várhatóan elmozdulhat. Ilyenkor a

kőzetdarab felénk eső oldalát, vagy oldalsó részét bakancsunk talpával megtámasztjuk. Ezzel nemcsak rögzítjük a kőzetdarabot, jobb felfekvést biztosítva a hatékony munkához, hanem a leváló kőzetrészek szétugrásának esélyét is csökkentjük.

A már kisebb, vékonyabb, könnyebben törő, kézbe fogható, darabolásra váró érdekesebb kőzetpéldányokat tenyerünkbe fektetve kisebb ütésekkel is eltörhetjük, így a szétütött kőzet apró darabjait sem veszítjük el. Ha a begyűjtésre váró, kézbe fogható mintadarabot (kézi példány) már csak alakítani kell, a leválasztandó résszel szembeni oldalát megmarkoljuk és a túlsó felén lévő főlegesen részeket határozott, lendületes, függőlegesen lefelé irányuló csapásokkal, apránként lepattintjuk. Ezt a munkafázist csak a biztos kezűeknek ajánljuk. A kézszerűlések elkerülése végett ez utóbbi műveleteknél vastag, bőr védőkesztyű használata indokolt. A kőzetminta elcsomagolása előtt a kőzetdarab éles, hegyes kiálló részeit a kihegyesedésre merőleges irányban apró, gyenge, szapora mozdulatokkal ütögetjük meg, hogy ne sebesítsék meg kezünket és ne hasítsák ki a csomagoló, tároló anyagokat.



III.2. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kézipéldány-faragást

III.1.12. Kőzetvizsgálat ütéssel (hang, szag, színváltozás)

Pusztán kalapáccsal való ütéssel is szerezhetünk ismereteket a kiszemelt kőzetről, így segítve a célirányos kutatást. Már az első kalapácsütéskor hallgassuk meg a kőzet hangját. Ez ugyanis sokat elárulhat a kőzet szöveteről, ásványos összetételéről, átalakultsági állapotáról. Ha a kőzetnek erős, közepesen magas, tiszta, kissé fémes hangja van, leginkább tömör, durva kristályos felépítésű lehet (pl. Szarvaskő, Tardosi gabbró). A nagyobb hangmagasság és az erőteljes, hosszan csengő üveges hang finomszemcsés, tömör, hálózatosan összefogazódó nyúlt ásványokból álló alapszövetre (pl. Mecseki fonolit), vagy az egész finomszemcsés üde kőzetet áthálózó kisebb-nagyobb mennyiségű kőzetüvegre utal (pl. Cserhádi andezitek). Ezek a kőzetek, ha nehezen is, de szakszerű csapások hatására szépen elhasadnak (pl. kézi kockakő-hasítás). Ha a kőzetünk zömmel vékony hosszú léces vagy tűs ásványok szabálytalanul, irányítatlanul összefonódott finomszemcsés hálózatából áll, nagyon szívósan viselkedik még akkor is, ha puha ásványok az alkotók. Ilyenkor hiába ütjük a kőzetet, nehezen törik el, nem hasad egykönnyen ketté, legfeljebb a puhább változatok jobban porlanak. A porózus, mállottabb, puhább kőzetek már nem adnak ki csengő hangot, ütésekor tompa puffanást hallatnak. Sokszor ezeket a kőzeteket is nehéz kettétörni, mert az esetenként vastagabb felületi mállott rész elnyeli az ütések erejét, megvédvé a hasadékony kemény magot a nagy erőhatástól. Ekkor a kőzetnek gyakran csak a külseje kopik, porlik az ütések hatására. A kőzetek utólagos átkovárosodása nem csak a keménységük révén mutatkozhat meg. Többszöri ütés hatására a kvarcgazdag kőzetek, közülük is különösen az utólagos hidrotermás kovás átítatást szenvedett kőzetek jellegzetes, erős kovaszagot árasztanak. Az erőteljes ütések nyomán a kőzet felülete az ütés helyén porrá zúzódik. Ennek a pornak a megfigyelésével különbséget tudunk tenni a sokszor egyformán sötétnek látszó színes és színtelen elegyrészekben dús kőzetek között. A színes ásványban gazdag kőzet pora halvány színárnyalatokat mutat (pl. barna vagy zöld a hornblenditnél), a nem saját színű ásványokból áll kőzetek pora viszont hófehér lesz (pl. fekete anortózit).

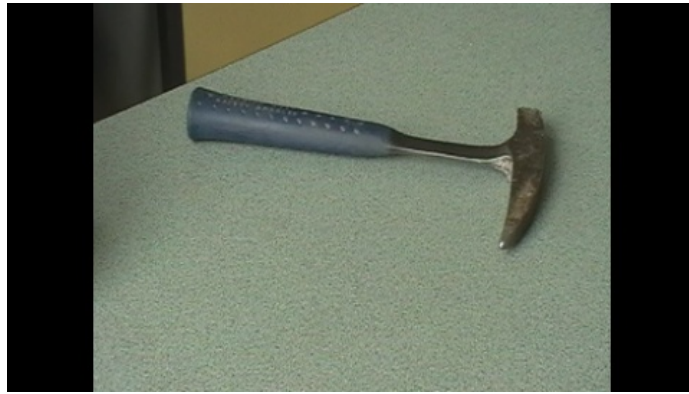
III.1.13. A terepi kőzethatározást segítő legfontosabb eszközök

A kőzetek általában nem az ásványkiállításokon megszokott méretű és szépségű kristályokból állnak. Legtöbbször milliméteres, vagy még kisebb ásványszemcsék alkotják őket szorosan egymás mellé, vagy egymáson keresztül-kasul növe. Fizikai tulajdonságaik gyakran egymással keveredve mutatkoznak, szabad szemmel egyedileg gyakran el sem tudjuk őket egymástól különíteni. A megoldást ennek a nehézségnek a leküzdésére a kézi nagyító jelenti. Legjobb a fém vagy kemény műanyag vázból kihajtható lencsés, 10, 15, és/vagy 20 szoros nagyítású kézi nagyító (lupe), amely terepmunka közben erős bőr szíjon a nyakunkban lógjon. Így nem vész el és mindig kéznél van. Használatához jó fényviszonyok (legjobb a ragyogó napsütés), tisztára fúj, üde kőzetfelület (lásd fent) és némi gyakorlat szükséges. A nagyító lencsés, vázát hüvelyk és mutató ujjunk közé fogva szorosan a szemünk közelébe helyezzük, mint ahogy azt az óras mesterek teszik. Ezután a megfigyelni kívánt kőzettel 1-2 cm-re megközelítjük a lencsét, majd a lencsét tartó kezünk kinyújtott gyűrűs ujjának hegyéhez támasztjuk a megfelelő állandó távolság megtartása végett. Próbáljunk úgy helyezkedni, hogy eközben a napfény szabadon rávetüljön a vizsgálandó kőzetréz felületére. Csodálatos világ tárulhat elénk.

Fontos tulajdonsága az ásványoknak a karckeménység. Ezt alapvetően kétféle módon vizsgálhatjuk terepen, de akár beltéri körülmények között is. Vagy az ásványunkkal karcolunk ismert keménységű anyagot, vagy ilyen anyaggal karcoljuk meg ásványszemcsénket. Ezt a vizsgálatot sokszor egészen apró ásványok esetében is el kell tudni végezni. Ha a kérdéses ásványszemcsénk kiemelkedik a kőzet felületéből, könnyű dolgunk van, hiszen bármelyik akár lapos felületű ismert keménységű tárgyat (üveg, fém eszköz (kulcs, kalapács feje, csat), köröm, másik nagyobb ásvány stb.) megpróbálhatunk vele megkarcolni. Ha sikerül vájatot karcolnunk akkor a karcoló ásványnak nagyobb a keménysége, vagy egyezik a keménységük. Ha mélyebben ül, vagy kicsi ásványszemcsénk van vékony hegyes eszközt kell használnunk, esetleg nagyító alatt figyelve a hatást. Ehhez a vizsgálathoz külön erre a célra gyártott karctűt lehet vásárolni, de saját hegyes eszközöket is alkalmazhatunk, ha előbb ismert keménységű anyagokat karcolgatva megállapítottuk a keménységét. Nagyobb ásványszemcsék karckeménységének vizsgálatára persze a kalapácsunk, vagy bicskánk hegye is megteszi.

Régen az ásványok illetve kőzetek mágnességét mágnessporral, vagy vasreszeléssel vizsgálták. Ezt az erősen mágneses ásványok (magnetit) magukhoz vonzották, de terepen ez a módszer nehezen alkalmazható. Ma már olya erős mágneseket gyártanak, hogy akár több cm-es átmérőjű korongját is megtarthatják a mágneses ásványokban kicsit dúsabb kőzetek. Persze ehhez a vizsgálathoz is gyártanak sajátosan kialakított eszközt, amelybe lazán felfüggesztett, lengő, vékony mágnestű van beépítve és annak kilengésének mértéke mutatja az adott kőzet mágnességét.

Szintén nem csak terepen, hanem beltéri körülmények között is gyakran használatos ásványhatározó eszköz a híg (5 vagy 10 %-os) sósav, vagy az ecetsav. Kisméretű, nem törékeny cseppentős üvegben tároljuk. Ha kalcitra csöppen heves pezsgést tapasztalunk, amit hallani is lehet. Ha a kalcit kis méretű vagy mennyiségű, esetleg vékony erekben kitöltéseként fordul csak elő más hasonló ásványok között, nehéz megállapítani melyik ásványfázis pezseg, vagy hogy pezseg-e a megcseppentett rész. Az enyhe pezsgés tényéről úgy győződhetünk meg, hogy a kérdéses megcseppentett kőzetfelületet a fülünkhöz közel emeljük és hallgatózunk. Így a legcsekélyebb pezsgést is meghallhatjuk. Ha a pezsgés pontos helyét is meg akarjuk állapítani, cseppentés után használjunk nagyítót. Sósavval a kalcit és a dolomit egymástól és más hasonló ásványoktól is jól elkülöníthető, ugyanis a kristályos dolomit ugyan sósavval nem ad hevesen pezsgő reakciót, de finom pora igen. Csak annyi tehát a dolgunk, hogy a kérdéses ásványt keményebb, hegyes tárggyal megkarcoljuk, így fehér dolomitpor keletkezik és azt csöppentjük meg híg sósavval. A pezsgéssel járó reakciót otthon is meg lehet figyelni. Nem kell mást tenni mint vízköves csempére (mosdó vagy mosogató mellett) háztartási sósavat cseppenteni.



III.3. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a makroszkópos kőzethatározás legfontosabb eszközeit

III.1.14. Mintagyűjtés terepen

A kőzetek terepi megfigyelésén, leírásán, vizsgálatán túl szükség lehet további beltéri (laboratóriumi) vizsgálatokra is. Ezeket a vizsgálatokat már a terepmunka előtt meg kell tervezni, hiszen a terepmunka jellegét ez is meg kell, hogy határozza. A mintagyűjtést is ehhez kell igazítani.

A terepmunka és a terepi mintavételezés, mintagyűjtés elemi követelménye és alapja a tökéletes adatrögzítés (dokumentáció). Terepi megfigyeléseinket terepi jegyzőkönyvben rögzítjük. A terepi jegyzőkönyv legyen kb. A5-ös méretű, vastag (legalább 40 lapos), kemény (esetleg vízálló, összecsatolható) fedelű füzet. Legfontosabb rögzítendő adatok:

Az adott terepmunka bevezetőjeként:

1. Időtartam (év, hónap, nap/ok)
2. Terület (ország/ok, tájegység/ek)
3. terepmunka jellege (kivel, milyen alkalomból, milyen célból)

A terepmunka során

1. helyszínek megközelítése (útvonalak, irányok, pontos helyrögzítés, pl. GPS koordináták)
2. helyszín környezetének pontos leírása (tájjelleg, helyszín jellege, tereptárgyak)
3. a feltárás és képződményeinek pontos leírása

Mintavételezéskor

1. mintajel jegyzőkönyvi rögzítése, mintavétel pontos helyének írásos és képi rögzítése (melyik képződmény melyik részéből, honnan, rajzon megjelölve, lefényképezve)
2. mintavétel céljának megjelölése jegyzőkönyvben és a minta mellett.
3. minta rövid kőzettani leírása (kőzetanyag, összetétel, szövet, állag stb.)

A minta gondos, szakszerű elcsomagolása, tárolása

1. Kerüljön jól látható mintaazonosító jel magára a kőzetpéldányra, vízálló rostirónnal írva.
2. Minden különböző mintaazonosító jelű, önálló vagy egybe tartozó minta kerüljön külön zárható szájú, erős műanyag zacskóba.
3. Minden ilyen zacskóba kerüljön vízálló, kőálló mintakísérő lap ráírt (érdes, kemény műanyag lap), vagy rárótt (vastagabb fólia) mintajellel.

4. A zacskózott minták csoportosított (legfeljebb 10 kg., pl. feltárásonkénti) erős, teherbíró, vízálló vastagabb zsákokba rakása.

5. Nagyobb mintamennyiségnél mindezen csomagok nagyobb zsákokba rakása.

Ha mindez megvan, indulhatunk haza, hogy minél előbb megkezdjük a minták vizsgálatokra való előkészítését.



III.4. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a mintagyűjtés folyamatát

A legegyszerűbb makroszkópos kőzethatározási módszerek bemutatására szolgálnak az alábbi videofelvételek.



III.5. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetek karcpróbáját körömmel.



III.6. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetek karcpróbáját tűvel.



III.7. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetek karcpróbáját késsel.



III.8. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetek karcpróbáját kalapáccsal.



III.9. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogy keménységpróbát lehet végezni úgy is, hogy geológus kalapácsunkat kíséreljük a kőzettel megkarcolni.



III.10. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetek karcpróbáját üveglapon.



III.11. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogy bizonyos kőzetek ásványos összetételüknek köszönhetően mágnesesek.



III.12. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogy tudunk különbséget tenni kvarcit és mészkő között sósav használatával.



III.13. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogy gyenge sósavban a dolomit nem oldódik, de a pora igen.



III.14. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogyan tudunk különbséget tenni bazalt és bitumenes mészkő között sósav használatával.

III.2. Magmás kőzetek vizsgálata: makroszkópos kőzetvizsgálat alapjai

A kőzet nagyon összetett és változatos természeti képződmény, egy-egy fajtájára nem is minden esetben lehet egyértelmű, pontos meghatározási, felismerési útmutatást adni, mindig lesznek - nem is kis számban - olyan összetételi, szöveti megjelenési változatok, amelyek kilógnak a sorból. Gyakorlatilag minden újonnan megismert kőzettest vagy kőzetpéldány – fajtától függően kisebb-nagyobb mértékben - eltér az addig megismertektől, nincs két egyforma kőzet még egy lelőhelyen, sőt gyakran egy kőzettesten vagy feltáráson belül sem. Minden újonnan felemelt kőzetdarab az újdonság lehetőségével, erejével hat, új kihívást jelent a geológus számára, aki ezért egyfajta várakozásteli tisztelettel (áhitattal) veszi kézbe a meghatározandó kőzetet. De nem csak ezért. Minden egyes kőzetpéldány magában hordozza, magán viseli teljes földi vagy akár égi pályafutásának, vagyis földtani eseménytörténetének nyomait. Egy-egy kőzetpéldányról is egész tankönyveket lehetne írni kőzettörténet címmel, átfogva akár 100 millió - milliárd éveket és 100 - 1000 kilométereket. A jó geológus számára minden kőzetpéldány egy-egy nyitott könyv, amely azonban olvasás közben egyre nehezebben lapozható, és amelynek lapjai egyre homályosabban láthatók.



III.7. ábra – Kőzettároló szekrény kézipéldányokkal

A kőzethatározás tehát nem könnyű feladat, de a szűkebb földtani környezet ismerete nagyban megkönnyítheti a megismerést, ezért kell első lépésként felmérni a távoli, majd egyre közelebbi környezeti viszonyokat (domborzat, növényzet stb.) és a kérdéses képződmény pontos földtani helyzetét. E szerint, ha egy vulkáni eredetű hegyen vagyunk, nagyjából tudjuk, hogy milyen kőzetfajták jelenlétére számíthatunk. Tehát pl. a Mátra területén barangolva - természetes módon - nem számítunk nagy nyomáson képződött metamorfitokra, vagy mélytengeri üledékes kőzetekre.

A kőzethatározás legnehezebb válfaja éppen az, amikor a meghatározandó kőzet képződési környezetéből kiragadva kerül kezünkbe (egyetemi, múzeumi gyűjtemények példányai) és semmilyen fogódzónk nincs arról, milyen földtani helyzetben képződött, milyen kőzettársaság részeként, ahhoz hogyan kapcsolódva alakult ki. Természetesen is előállhat ez a helyzet. A nagy folyók hordaléka óriási vízgyűjtő területről összehordott sokszor nagyon vegyes kőzetanyagot tartalmazhat, amelynek pontos származási helyeit legtöbbször nem is ismerjük. Ráadásul a kavicsok felülete kopott, méretük is korlátozott. De azért ne riadjunk meg a nehézségektől, ismerjük meg a kőzethatározás rejtelseit, szépségeit.

Ma már sok mindenhez segédeszközt használunk (kommunikáció, közlekedés stb.). A kőzethatározásnak is megvannak a maga sajátos segédeszközei. Ezek közül a legfontosabbakat – a kézi nagyítót (lupe), karceszközt, sósavas cseppentő üveget - mindig tartsuk kéznél (használatukat az előző fejezetben írtuk le). De ne ezekkel kezdjük a munkát. Kézbevétele után kézi példányunkat először csak mustrálgassuk, méregessük, tapogassuk. Így lehet megfigyelni az általános kőzettani bélyegeket. A részletes makroszkópos kőzethatározás két alappillérét az ásványos összetétel és a szövet meghatározása adja.

ALAPTULAJDONSÁGOK

Sűrűség vagy fajsúly

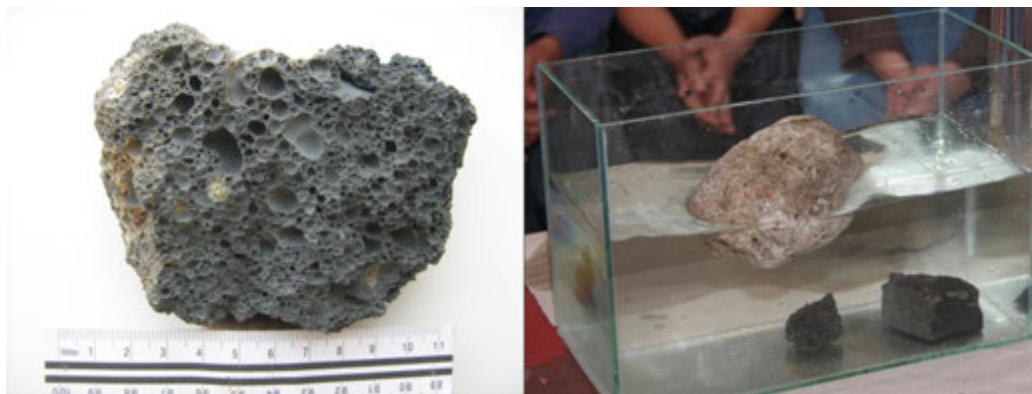
Méretéhez képest nehéz vagy könnyű a kőzet? Gyakoroljunk előtte ismerős, majd más ismeretlen anyagokkal. Próbáljuk megbecsülni a kb. azonos térfogatú tömör ólom, vas, téglá, üveg, fa stb. tömegét, így sűrűségét is meg tudjuk becsülni, majd ezeket megmérve pontosan ki is tudjuk számolni, vagy szakirodalomból ki tudjuk keresni. Hasonlítsuk össze a becslés eredményét a mért, ismert adatokkal. Sokat gyakoroljunk. A főleg sok vasat és magnéziumot tartalmazó ultramafikus, szinte csak színes szilikátokból álló kőzetek (pl. peridotitok, piroxenit) sűrűsége feltűnően nagy (nagyobb, mint 3). A mélységi magmás kőzetek bázicitásának csökkenésével (gabbroidtól – granitoidig) sűrűségük is folyamatosan, érezhetően csökken. Ezt az összefüggést azonban, főleg a kiömlési és robbanásos fajták esetében más tulajdonságok jelentősen módosíthatják.

Tömörség, lyukacsosság, porozitás

Az előző pontban bemutatott módszer önmagában csak az egyformán tömör vagy lyukacsos kőzetek összehasonlítására alkalmas. Tehát a sűrűséget és a tömörséget mindenképpen csak együttesen szabad értékelni. A kőzet folytonossági hiányai sokfélék lehetnek, ezeket itt részletesen nem tárgyaljuk, mert ez a szénhidrogénföldtan és az építésföldtan egyik sarkalatos kérdésköre. Felismerés szempontjából azonban fontos hogy ismerjük az alapváltozatokat. Az elsődleges pórusok a kőzet képződésekor alakulnak ki. Magmás kőzeteknél ezek legtöbbször közel gömbölyded lyukacsokként (hólyagüreg) jelentkeznek általában egyenletes eloszlásban, de csak kiömlési, leginkább finomszemcsés kőzetekben fordulnak elő. Ezek közül az 1 mm-nél nagyobbakat könnyű észrevenni, de azok kőzetpéldányon belüli térfogat százalékát is meg kell tudni becsülni. Ennek begyakorlásához olyan segédanyagok állnak rendelkezésünkre, amelyekben fehér körben azonos méretű és alakú fekete foltok vannak egyenletesen szórva berajzolva ábránként különböző, meghatározott terület százalékos mennyiségben. Elsődleges pórusok a piroklasztitokban is vannak, részben a felhalmozódott hólyagüreges szemcsékből, részben az egymásra hullott szemcsék között kialakult üres terekből (szemcséközi (intersticiális) tér) adódóan. Általában ezeknek a pórusoknak is egyenletes az eloszlása, de alakjuk homorú oldalú többszögű (magyallevél) hasonlít. A mm-nél kisebb pórusokat már sokkal nehezebb észlelni, hiszen azok szabad szemmel, sőt gyakran lupéval sem láthatók. A habkőnyű, mégis tömörnek látszó kőzetek (pl. üvegtufa) biztosan mikroporozusok. A mikroporozusos, kemény kőzetek pedig - ujjainkkal finoman megsimítva - halk, üveges, csengő hangot hallatnak (pl. horzsakő). Másodlagos porozitás a kőzetet ért utóhatásokra (pl., oldatvándorlásos kioldódás (kilúgzás), tektonikus töredezés (breccsásodás)) alakulhat ki. A kőzetekben az esetekben rendre lyukacsos illetve repedezett képet mutathat.

Ezzel a tulajdonsággal is kísérletezhetünk. Vegyünk egy tömörnek látszó, de nagyon könnyű, jól kiszáritott kőzetet (vagy bármilyen lyukacsos tárgyat). Csomagoljuk be szorosan vékony műanyag fóliába (folpack) és tegyük konyhai, mércés edényben lévő vízbe úgy, hogy bőven ellepje. Számoljuk ki a berakás előtti és utáni vízszint értékek közötti különbséget, ennyi a kőzetpéldány térfogata pórusokkal együtt. Ezután csináljuk végig ugyanezt kicsomagolt, csupasz kőzettel, de beáztatás után addig várjunk, amíg a vízszint meg nem állapodik, nem csökken tovább. Pezsgő hangot és buborékosodást is tapasztalhatunk. A leolvasások különbségéből most a pórusok nélküli térfogatot kapjuk meg. A két kísérlet eredménye közötti különbség a vízzel kitöltött pórusok össztérfogatát adja meg. Ebből százalékos értéket is ki tudunk számolni, így megtudhatjuk, hogy egy könnyűnek talált kőzet szilárd anyaga valójában milyen sűrűségű, mennyire könnyű.

A fenti két módszerrel a magmás eredetű kőzetek között különbséget tudunk tenni, akár vakon is. Elkülöníthetők a kis sűrűségű, sokszor porózus, hullott piroklasztitok (elsősorban savanyú tufák), a közepes sűrűségű savanyú, tömör magmatitok (riolitok, granitoidok), a nagy sűrűségű tömör, bázisos magmatitok (bazalt és gabbró) és a legnagyobb sűrűséggel jellemzett, szintén tömör ultramafitok (pl. peridotitok, piroxenitok). A porozitás észlelésével ez a kép azonban módosulhat, hiszen pl. a nagy sűrűségű bazaltok tartalmazhatnak nagyméretű hólyagüregeket (pl. salak törmelékdarabok), ami jelentősen csökkenti teljes sűrűségüket.



III.8. ábra – Hólyagüreges bazalt (salak; bal kép) és vízen úszó horzsakő (jobb kép)

Szín, színárnyalat

Első ránézésre nem kell pontos színmeghatározást végeznünk. Elég, ha csak azt figyeljük, milyen színárnyalatú (tónusú) az adott kőzet. A fehér vagy világosszürke, esetleg halvány rózsaszín szín általában a savanyú magmás eredetű kőzetekre (riolittufa, riolit, granitoidok egy része) jellemző, a közepes árnyalatú, általában középszürke szín a neutrálisokra (andezit, diorit és társai), a sötétszürke, fekete szín pedig leginkább a bázisos magmás eredetű kőzetekre, a bazaltokra és piroklasztitjaira, valamint a gabbrokra és ultramafitok nagy részére jellemző. Kirívó kivételek persze itt is vannak, gondoljunk csak a fekete obszidiánra (riolit változat), egyes cserhádi fekete andezitekre, vagy a fehér, prehnites metagabbrra Szarvaskőről.



III.9. ábra – Hasonló kémiai összetételű, de más szerkezetű kőzetek: obszidián (bal) és horzsakő (jobb)

KÖZETSZÖVET

A kőzetszövet a kőzetben lévő elegyrészek kapcsolódási jellegzetességeire, rendeződésére vonatkozó tulajdonság (ásványok szövődési, összefonódási, kapaszkodási módja). A kőzetszövet meghatározásának alapja az ásványok külső bélyegeinek megismerése, leírása (méret, alak).

Szemcseméret

A kőzetek ritka kivételtől eltekintve (kőzetüveg) szemcsés anyagokból állnak közöttük általában határozott szemcsehatárral. Az ásványszemcsék határán számos ásványfizikai tulajdonság megváltozik, a fény megtörik. Ezért, ha a kristályszerkezetek átmérője 1 mm-nél nagyobb, tehát a jól látható mérettartományba esik, az egyes

ásványszemcséket külön-külön szabad szemmel, illetve kézi nagyítóval is jól meg tudjuk figyelni, így megállapítható a szemcsék mérete is. A tört kőzettelapon azonban csak a szemcsék metszete látható, amelyek átmérője sokszor kisebb, mint az eredeti, teljes kiterjedésű egész szemcse legnagyobb átmérője, ezért a méret meghatározását ennek figyelembe vételével kell végezni. Sok kőzetben teljesen egynemű, szabályos határok nélküli, vagy lehatárolhatatlan összetevő, azaz mikrokristályos, vagy nem kristályos (üveges) anyag is megjelenik, egyesek akár 100 %-ban is ilyen anyagból állhatnak.

A szemcseméret kezdeti megfigyelésénél még nem kell törekednünk a szemcsék anyagának meghatározására. Elég, ha meghatározzuk a szemcseméreti viszonyok főbb jellemvonásait. Első lépésként megfigyeljük, hogy a kőzetet felépítő, szabad szemmel is megfigyelhető szemcsék milyen arányban milyen méretben jelennek meg a kőzetben (szemcseeloszlás). Figyeljük meg, hogy a kőzettelépítő szemcséknek hány, mérethézaggal, mérethiánnyal elhatárolódó csoportja van. A legtöbb kőzetben a jól megfigyelhető szemcsék egy vagy két elkülönülő mérettartományban csoportosulnak az esetleg jelen lévő szemcsétlennek látszó anyag mellett. A szemcseméret szerint elkülönülő kőzetrészeket ez alapján külön-külön jellemezzük, csoportonként megadva a legnagyobb és legkisebb szemcsék méretét és az átlagos szemcseméretet, valamint hogy emellett van-e szemcsétlen, vagy mikrokristályos anyag. A mélységi magmás kőzetek mindig jól látható méretű szemcsékből állnak, általában egy mérettartományban. A kiömlési kőzetek mindenképpen tartalmaznak finomszemcsés, vagy szemcsétlen anyagot (alapanyag, vagy mátrix), esetenként (obszidián, perlit) akár 100 %-ban. Ebben az alapanyagban, változó mennyiségben jól látható méretű szemcsék (porfiros elegyrészek) beágyazódását lehet megfigyelni. A piroklasztitok szemcséi általában teljesen változatos méretűek és eloszlásúak.



III.10. ábra – Durvaszemcsés mélységi magmás kőzetek. Mind a két kőzet gránit, de a baloldali ekvigranuláris, a jobb oldali inekvigranuláris

Szemcsék termete, formája, alakja

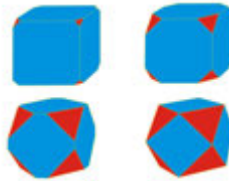
A termet kifejezés a kőzetalkotó ásvány- vagy kőzetszemcsék térbeli kiterjedési módját jelenti. Alapvetően 4 fő típust különböztetünk meg. 1) Ha az ásvány minden irányban azonos mértékben kiterjedt, gömbölydednek (izometrikus) mondjuk, ha nem, anizometrikus. 2) Ha egy irányban hosszabb, a többiben egyforma, nyúlt szemcséről beszélünk. 3) Ha egy irányban rövidebb, a többiben egyforma, lapítottól. 4) Ha mindhárom fő irányban különböző mértékben kiterjedt, lapítottan-nyúlt szemcséről beszélhetünk. A nyúltság és lapitottság mértéke különböző lehet, a fokozatai szerinti termetváltozatoknak külön nevezéktana van, amit itt nem részletezünk. A forma kifejezést a kristályok térbeli megjelenésének pontos jellemzésére kell használni (lapforma, kristályforma), főleg a különböző kristályformák megnevezésénél alkalmazzuk (pl. háromszögletű hasáb, pentagon dodekaéder stb.). Ha egy ásvány kristályosodásakor részben vagy egészen ki tudja fejleszteni belső szerkezetének megfelelő formáját, részben vagy teljesen sajátalakúnak (hipidiomorf vagy idiomorf, lásd a III.3. fejezetet) mondjuk. Ha egy ásványnak nincs elég helye saját alakjának még csak részbeni kifejlesztésére sem, vagy utólagosan megkopik, vagy összetöredezik, a kőzet tört felületén szabálytalanul szögletes, vagy kerekded metszetek alakulnak ki. Ezeket nem sajátalakúnak, xenomorfoknak mondjuk, de így néznek ki az összetett kőzetszemcsék is. A piroklasztitokra ilyen szemcseformák jellemzők.

Kőzetek megfigyelésekor a kőzetalkotó elegyrészek térbeli kiterjedését nem látjuk, leginkább csak sík vagy görbe törési felületen mutatkozó metszetalakjuk figyelhető meg. Még egyféle kristálytestnek is sokféle síkmetszete, tehát metszetalakja lehet. Próbáljuk ki! Például otthon, vajás sütemény készítés előtt az előkészített egész kockamargarint vagdossuk össze tetszőleges irányokban és nézzük meg a kapott felületek alakját, termetét. Lehet szabályos hatszög?

És háromszög? Lehet egészen nyúlt is? A sajátalakú kristályoknak (kocka, nyúlt vagy zömök téglatest) többé-kevésbé szabályos négy-, három-, vagy hatszögletes, sarkos metszetei vannak. A kiömlési magmás kőzetek porfirok elegyrészeit és egyes mélységi magmás kőzetek ásványait észlelve ezt láthatjuk. Ha a metszetalakokat és méreteiket jól megfigyeltük és az egyéb ásványtulajdonságok egyezése alapján ásványfajták szerint csoportosítottuk, azok összesítésével megállapíthatjuk az egyes ásványfajták természetét és pontos formáját is. Ehhez azonban már komolyabb kőzetalkotó ásvány felismerési gyakorlati ismeretekre (III.3., VII.1. fejezetek) van szükség, de segítség képpen nézzünk néhány egyszerű példát. Oszlopos ásványoknak sok kis kerekded és kevés erősen nyúlt metszete lesz. Lemezes ásványoknak sok vékony nyúlt metszete és kevés nagy kerekded metszete lesz. Táblás ásványoknak különböző méretarányú téglalap alakú metszetei lesznek.



III.11. ábra – Porfirok szövetű lávakőzet (bal) és lapillitufa (jobb)



III.12. ábra – Kocka különböző metszetei

Szemcsék rendezettsége

Ha a kőzetalkotó szemcsék elrendeződésében semmilyen szabályszerűség nem mutatkozik, egyeneműnek (homogén) mondjuk a kőzetet. Ez azonban nem mindig van így. Az alkotók rendeződésének sokféle változata van, ezekből itt csak a legfontosabbakat, leggyakoribbakat, legkönnyebben, legegyszerűbben felismerhetőket tárgyaljuk.

Irányítottság

a) *méreti irányítottság*: A kőzetalkotó ásványszemcsék, mint láttuk, különböző méretűek lehetnek. Azonos fajta ásványokból is lehetnek különböző méretű csoportok. Ezek rendezetlenül, egyenletesen elszórva is elvegyülhetnek egymással a kőzetben, de a közel azonos méretűek különböző módokon, szabályszerűen csoportosulhatnak, elkülönülhetnek a más méretűektől. Ennek egyik legszembetűnőbb változata, ha az azonos méretű szemcsék síkba rendeződve tömörülnek. Ez a kőzet méreti rétegességét eredményezi.

b) *termeti irányítottság*: A szemcsék fizikai tulajdonságainak számbavétele után megfigyeltük természetüket, amelynek során észre kell vennünk, van-e a megfigyelt szemcséknek bármilyen irányban mutatkozó megnyúltsága. Ha az egy ásványhoz tartozó szemcsék metszetei mind kerekdedek vagy izometrikusak, tehát térben gömbszimmetrikusak, azaz gömbölydedek, azaz nincs nyúlt metszetük, nem lehet kitért irányultságuk sem (ilyenek például a homokkövek, konglomerátumok, vagy a granitoidok nagy része, azon belül főleg az aplitok). Ha viszont az adott kőzetben lévő valamelyik ásványfajta szemcséi térben nem minden irányban azonos mértékben kiterjednek, azaz van kitért irányuk, nyúltak, lapítottak vagy lapítottan nyúltak (anizometrikusak), (lásd fent az 5. pontot)), két eset lehetséges. 1) Ezek a szemcsék térben rendezetlenül helyezkednek el a kőzetben. Ilyenkor metszeteik sem mutatnak rendezettséget, a kőzet felületén a nyúlt metszeteik összevissza állnak. A mélységi magmás kőzetek nagy részét ilyen szövet jellemzi. 2) A kőzetben lévő anizometrikus ásványszemcsék hossz tengelyei egy síkban fekszenek,

de nem egy, vagy közel egy irányba mutatnak (párhuzamosak, vagy közel párhuzamosak). Ez csak egyes metamorf kőzetek szövétére jellemző bélyeg. Ebben az esetben az irányítottság megfigyelhetősége attól függ, honnan nézzük a kőzetet. A kitüntetett síkra merőlegesen nézve nem tapasztalunk irányítottságot, oldalról (kitüntetett síkkal párhuzamos irányból) figyelve azonban irányítottságot látunk. Minél egyértelműbb a párhuzamosság, annál jobb a kőzet szemcsealaki irányítottsága. Ha a megnyúlt szemcsék hossz tengelyei egy irányba mutatnak, a kőzet bármely irányból nézve irányítottnak látszik. Ez a megjelenési bélyeg nem csak sok metamorf kőzetre (pl. amfibolit, aktinolitpala), hanem egyes kiömlési (pl. trachit, andezit - ekkor folyásos szövetnek hívjuk), vagy akár mélységi kőzetekre (granodiorit, szienit) is jellemző lehet. c) *fajtai irányítottság*: Ha még nem is tudjuk pontosan meghatározni az egyes kőzetalkotó ásvány- és kőzetfajtákat, de már meg tudjuk különböztetni egyes csoportjaikat fizikai tulajdonságaik alapján (pl. szín, átlátszóság, méret stb.), megfigyelhetjük a kőzetben a kőzetalkotók fajta szerinti rendezettségét is. A különböző kőzetalkotók szabálytalanul szórt elrendeződésén kívül rendezett megoszlásuk is gyakran megfigyelhető. Ebben az esetben is legfeltűnőbb az azonos anyagú alkotók síkba tömörülése, amit sávosságnak is lehet hívni. Ez a jelenség főleg a nyírt metamorf kőzetekre (milonit, gneisz), vagy egyes üveges riolit változatok alapanyagára jellemző.



III.13. ábra – Irányított szövetű magmás kőzet (andezit). Az irányítottság legjobban az amfibolokon figyelhető meg.

FŐ KÖZETTÍPUS MEGHATÁROZÁSA

Az eddigi megfigyelésekhez további szempontokat is figyelembe véve próbáljuk meg először eldönteni, meghatározandó kőzetünk melyik fő kőzettípusba tartozik.

Bármennyire is tudható a tágabb és szűkebb földtani környezet alapján milyen kőzettípusokkal állhatunk szemben, soha nem mehetünk biztosra. Ezért első lépésként magunknak kell eldöntenünk, melyik fő kőzetcsoportba tartozik kőzetünk.

A *mélységi magmás* kőzetek mm-nél nagyobb, szorosan, általában irányítatlanul illeszkedő főleg sarkos, megcsillanó hasadási lapokat mutató kristályokból állnak. A *kiömlési magmás* kőzeteknek mindig van finomszemcsés vagy szemcsézetlen, homogén alapanyaga, amelyben legtöbbször jó hasadást mutató, sarkos, mm-nél nagyobb kristályok ülnek. A *metamorf* kőzetek egy része igen finomszemcsés (mm alatti szemcseméret), a szericittől ezüstös, selymes, fényes felületei lehetnek. Emellett kissé hullámos, esetleg görbe, párhuzamos elválási felületek is gyakran mutatkoznak rajtuk. Ezek mentén könnyen széthasadoznak, így alakjuk is gyakran lapított, görbe, felületük dudorkás. Soha nem tartalmaznak hólyagüreget, általában a bennük lévő nyúlt, lapított ásványszemcsék szorosan illeszkednek, megnyúlási irányukkal egy felé mutatnak. Gyakran sávosak. A törmelékes *üledékes* kőzetek kisebb-nagyobb gömbölyű szemcsékből állnak, amelyek anyaga általában zömmel kemény kvarc/kvarcit. Az agyagkőzetek és a vegyi és biogén eredetű üledékes kőzetek általában nem kristályosak, szemcsézetlenek, anyaguk egynemű,

ösmaradványokat is tartalmazhatnak. Vékony, sík elválási felületek (réteghatárok) jellemezhetik. Mindezek a bélyegek magmás kőzetekre nem jellemzőek.

MÉLYSÉGI MAGMÁS KŐZETEK MEGHATÁROZÁSA

A mélységi magmás kőzetek terepi és beltéri szemrevételező (makroszkópos) meghatározásához, az egyes kőzetfajtákhoz egyértelműen elvezető folyamatábrát dolgoztunk ki. Az alábbiakban ennek rövid szöveges leírását adjuk meg, lépésről lépésre.

Ha a fent említett szöveti bélyegek alapján megállapítottuk kőzetünk mélységi magmás voltát, megfigyeljük a színes – szintelen elegyrészek részarányát. Ha szinte csak színes elegyrészeket (olivin, piroxén, hornblende, biotit-flogopit) találunk, a kőzet utramafit, ezen belül pedig az uralkodó ásvány dönti el, milyen nevet adunk neki (olivin = *peridotit*, piroxén = *piroxenit*, hornblende = *hornblendit*).

Ha legalább 10 % szintelen elegyrészünk van, következő lépésként a kvarc keresésével kell foglalkoznunk. Ha a kőzet kézipéldányában több helyen is megtaláltuk, savanyú kőzetről, tehát *granitoidról* van szó. Ez után már csak azt kell eldönteni, hogy a két fő lehetséges kőzet közül melyik lehet a miénk. Ha visznylag sok ortoklász, vagy kétféle földpátot, vagy muszkovitot, vagy turmalint, esetleg gránátot látunk benne, vagy szövete nagyporfíros (cm-nél nagyobb kristályok), erősen inekvigranuláris, vagy írásgránitos, *gránittal* van dolgunk. Az egyféle földpát, az amfibol jelenléte, illetve a cm-nél kisebb szemcseméret és az ekvigranuláris, esetenként irányított szövet granodioritra utal. A biotit mindkét savanyú mélységi kőzetfajtában gyakori.

Ha nincs kvarc a kőzetünkben, először földpátpótlókat kell keresnünk. A nefelin, szodalit és leucit jelenléte egyértelműen telítetlen alkáli kőzetre utal. Ehhez hozzájárulhat még a nagyobb mennyiségű titanit megléte is. Ezen kőzetek szemcseméret és szemcsefajta eloszlása gyakran rendkívül egyenetlen, ami azt jelenti, hogy az igen nagy és kis szemcsék, akár egyféle ásványon belül is egymás mellett szabálytalan elrendeződésben fordulnak elő, vagy hogy a színes és szintelen ásványok egy kőzetpéldányon belül is nagyobb, rendezetlen halmazokat alkotnak. A telítetlen alkáli csoporton belül a továbblépéshez már csak a színes – szintelen ásványok közötti arányt kell figyelni, mert sajnos a fő megkülönböztetés alapját képező két fő földpátfajtát (plagioklász, ortoklász) nagyon nehéz egymástól megkülönböztetni. Ha tehát kőzetünkben a szintelen elegyrész uralkodik, valószínűleg *foyaittal* van dolgunk, ha a színes elegyrész mennyisége a kb. 20 tf%-ot meghaladja, valószínűleg *alkáli gabbró*, vagy *alkáli diorit* a neve.

Ha sem kvarcot, sem telítetlenségre utaló bélyeget nem találtunk a kőzetben, átmeneti (semleges vagy neutrális), vagy bázisos kőzetről beszélhetünk. Ekkor először a földpátokra összpontosítunk. Ha a két alapvető földpátféleség (alkáli földpát és plagioklász) a szabad szemmel látható különbségek alapján (szín, átlátszóság, méret) jól megkülönböztethető és számottevő mennyiségben megfigyelhető, *monzonittal* van dolgunk. Ha csak egyféle földpátunk van, és az ortoklász (ami általában jól felismerhető), *szienit* lesz a kőzet neve. Ezután már csak a gabbró és diorit között kell megkísérelni különbséget tenni, amiben szintén csak egyféle földpát van, de az mindkettőben plagioklász. A *gabbróban* azonban lehet olivin és nincs biotit. Általában durvábszemcsés a dioritnál és több benne a színes elegyrész, tehát sötétebb. A diorit tartalmazhat biotitot, nincs benne olivin, a gabbrónál finomabb szemcsés és általában több benne a szintelen elegyrész, tehát világosabb.

Mélységi magmás kőzetek meghatározása szabad szemmel

A mélységi magmás kőzetek határozási menete

1. lépés: a kőzet csak akkor ásványos ifjú (azt vagy tekinthetjük), ha van a kőzet utárvanattá változása.
2. lépés: kvartz mennyiség (átlagos) meghatározása. Kvartz jelenlétének a kőzet felismerésében nagy szerepe van.
3. lépés: kvartz mellett ismételt átvizsgálás.
4. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

A magmás kőzetek általános jellemzői

A magmás kőzetek a felszín alatti képződésűek, azaz a magma kristályosodása során képződnek. Ha a magma a felszínre nyomul, akkor láva a neve, aminek megszilárdulása során jönnek létre a vulkán kőzetek. A felszín alatti megszilárdult magmából alakulnak ki a mélységi magmás kőzetek. Ez a gőztartékosság ad a kőzetek áronomszerűségét, meghatározásukhoz.

Mélységi magmás (intruzív) kőzetek főbb felismerési bélyegei

- kristályokból állnak, amelyek nagyságát:
 - 2 mm-nél nagyobbak, akár cm-esek is lehetnek,
 - szélesben elterjedhetnek egymáshoz,
 - egyirányú elrendeződésűek,
 - szögletesek,
 - töltő-, megacollán hasadási felületek
- kemények, süvel nem karcosíthatók, űrgeit karcoként lehetnek látni kristályos szemcsés szöveteik és mondhatjuk szilárd a kőzetnek.

Strecheisen-diagram

Q = kvartz
A = alkáli földpát
P = plagioklász
F = földpátpótló

Kvartz mennyiség: $Q+A+P+F = 10\%$ a kőzetben

Meghatározás:
Q, A, P, F relatív mennyisége alapján (modális ásványos összetétel)

1. lépés: a kőzet csak akkor ásványos ifjú (azt vagy tekinthetjük), ha van a kőzet utárvanattá változása.

2. lépés: kvartz mennyiség meghatározása.

3. lépés: kvartz mellett ismételt átvizsgálás.

4. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

5. lépés: kvartz mellett ismételt átvizsgálás.

6. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

7. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

8. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

9. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

10. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

11. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

12. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

13. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

14. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

15. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

16. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

17. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

18. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

19. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

20. lépés: az ásványok arányának meghatározása.

III.14. ábra – Mélységi magmás kőzetek meghatározása szabad szemmel.

KIÖMLÉSI MAGMÁS KŐZETEK MEGHATÁROZÁSA

A kiömlési magmás kőzetekkel nehezebb a dolgunk, mivel alapanyaguk ásványos összetételét finomszemcsés voltak miatt szabad szemmel, de még lupéval sem ismerhetjük meg. Ezért néhányuk felismerésénél a szöveti bélyegekre nagyobb hangsúlyt kell fektetni, meghatározásukban viszonylag sok a bizonytalanság.

Első lépésként próbáljuk megfigyelni az esetlegesen jelen lévő földpátpótlókat (nefelin, szodalit, leucit), hiszen a telítetlen kiömlési magmás kőzeteket csak ezek felismerésével lehet biztosan elkülöníteni. Sőt az ezen belüli

kőzetfajtákat is a bennük látható földpátpótló és földpát fészeségek megléte alapján tudjuk besorolni. Így a földpátpótló és szanidin együttes jelenléte fonolitra, a nagy mennyiségű különböző földpátpótlók jelenléte pedig fajtájuknak megfelelően *leucititra*, *nefelinitre* stb. utal.

Egyértelműen meghatározható kőzet a *trachit*, pedig színe igen változatos lehet. A jelegzetes szanidint azonban mindig megtaláljuk benne, színes elegyrészt pedig alig tartalmaz. Esetenként finoman porózus, lyukacsos. A *látit* szintén viszonylag egyértelműen fölismerhető, hiszen a kézipéldány szintű meghatározás alapja a kétféle földpát közel azonos mennyiségű együttes jelenléte. Ebben a kőzetben ezek az ásványok általában határozottan különböznek (színtelen, rózsaszín vagy szürke szanidin, fehér, vagy zöldesfehér plagioklász).

Viszonylag könnyen felismerhető kiömlési magmás kőzet még a *bazalt* (nem választjuk külön az alkáli bazaltoktól, mert szabad szemmel nem különböztethetők meg egymástól). Színe mindig sötétszürke vagy fekete, alapanyaga egyenletesen aprószemcsés, homogén, legtöbbször tömör. Egyes változatok sűrűn hordoznak gömbölyű vagy kissé lapított, ovális, általában 1 cm körüli átmérőjű hólyagüregeket, vagy mandulaköveket. Porfíros elegyrészei általában igen kis méretben (1 mm körül) és mennyiségben (egymástól gyakran cm-nél is jóval nagyobb távolságban) vannak jelen. Ezek jellemzően csak színes elegyrészek, ezen belül is olivinek, és piroxének, hiányzik az amfibol és a biotit. Jellemzőjük lehet a ritkásan, kissé rendezetlenül előforduló nagyméretű (cm-nél nagyobb), főleg színes elegyrészből álló mega- és xenokristályok, valamint xenolitok gyakori megjelenése is.

Az *andezit* sokkal változatosabb kőzet. Fekete, sötétszürke változata nagyon hasonlít a bazaltra, de ez a hasonlóság csak látszólagos. Az andezitben mindig nagy mennyiségben mutatkozik a porfíros plagioklász, nem jelenhet meg az olivin, leggyakoribb színes elegyrésze az amfibol és sok lehet még benne a piroxén (bázisos andezit) és a biotit (savanyú andezit) is. Ez utóbbiban mm-nél nagyobb méretű gránát is előfordulhat. Ráadásul ezek a porfíros elegyrészek legalább 2-3 mm-esek, gyakorta eléri akár a cm-es nagyságot is, és igen sűrűn (1 cm-en belül) egyenletesen hintve helyezkednek el. A savanyúbb változatok endogén zárványt és más kéregzárványokat is tartalmazhatnak. Egyes fekete, bázisos andezitekben (pl. Cserhát, Szanda-várhegy) a víztízta plagioklász csak akkor látszik, ha a hasadási lapja a fényben megcsillan, ráadásul nincs bennük színes porfíros elegyrész. A nagyon hasonló bazalttól azonban a plagioklász szemcsék alapos megfigyelésével biztosan el lehet különíteni.

A *dácit* makroszkópos megjelenését tekintve igen hasonló a legsavanyúbb andezithez, attól a riolitok felé folyamatos átmenetet képez. Elvileg sok kvarcot tartalmaz, de az a porfíros elegyrészek között ritkán látható, mert inkább az alapanyagot alkotja kis méretben, finom eloszlásban. Színe világosszürke, gyakran kissé porózus, puha. Az alapanyaga ezzel ellentétben lehet kemény, üveges, akár sávós, folyásos is. Legbiztosabb elegyrészei a porfíros plagioklász és a nagyszámú biotit. Más színes elegyrészt ritkán tartalmaz, olivint pedig biztosan nem. Kiömlési kőzetek közül ebben szeret leginkább megjelenni a gránát.

A *riolit* a legváltozatosabb kiömlési magmás kőzet. Ez kéregolvadékos eredetével (változatos kiindulási anyag, sok könnyenilló) és nehezen folyós (viszkózus) jellegével (nehezen homogenizálódik) magyarázható. Ezért gyakori általános bélyege a folyásos szövet és a kevésbé üveges változatoknál az inhomogenitás. Üveges változatai könnyen fölismerhetőek, mert szemcsészetlen alapanyagként jelennek meg. Az *obszidián* sötét (fekete, sötétszürke, ritkán vörös), füstszerű, kissé áttetsző tömör üvegszerű anyag, kagylósan, szilánkosan, penge-élesen törik, friss törési felülete nagyon fényes. Porfíros ásványszemcsék nincsenek benne. A *szurokkő* hasonló színű, átlátszóságú, törésű, de felülete kissé darabosabb, mattabb. Porfíros elegyrészek kis mennyiségben és méretben előfordulhatnak benne. A *perlit* leggyakrabban világosszürke, kissé áttetsző kőzetként jelentkezik. Gömbhéjas törések tömegétől 1-2 mm-es gömbölyű gyöngyszemek kissé széteső, szétpergő, mégis tömör halmazának látszik. Az egyes gyöngyszemek magjában ritkán apró obszidián szemcsék rejtőznek. A *horzsakő* szintén tisztán kőzetüvegből álló riolit változat, de fehér színű a végtelen sok, igen sűrű, irányított hajszálcsöves szerkezete miatt. Apró (mm-es) földpátok és biotitok esetenként szabad szemmel is láthatók benne. Az alig látható, de nagyon nagyméretű porozitása miatt a víznél is könnyebb kőzet, sűrűsége nagyon kicsi. A horzsakő önálló kőzettestként ritkán jelenik meg. Sajátos szöveti bélyege lehet a szferolit, amely szürke színű, tized mm vékony, egy központból sugarasan növe, főleg földpát túkból álló, közel cm-es átmérőjű, sokszor egymást érő gömbök alakjában megjelenő képződmény az un. *szferolitos riolitban*. A riolitban gyakran nagyobb méretű, igen változatos alakú lyukacsok is megjelenhetnek változatos alakú, színű és anyagú (opál, kalcedon, achát stb.) ásványbevonatokkal és kitöltésekkel. A típusos riolit, amiben minden elvárható ásványos elegyrész (kvarc, szanidin, plagioklász, biotit) megfigyelhető a legkritikább riolitféleség. Alapanyaga általában aprószemcsés kristályokkal telített, rózsaszínű, homogén és inkább irányítatlan. Az erősen összesült, tömörödött, átkovásodott idősebb riolittufák nem mindig különböztethetők meg egyértelműen a riolitos lávakőzetektől. Az összesült riolittufákban azonban gyakoriak az irányítottan elhelyezkedő, lencse alakú,

eltérő színű és kristályosságú kőzetrészek, amelyek közül a sötétszürke változatok összesült, lángnyelv alakú horzsakövek (fiamme) lehetnek, jelezve piroklasztitos eredetüket.

SZUBVULKÁNI KŐZETEK MEGHATÁROZÁSA

A sekély kéregmélységben megszilárdult kőzetek különböző alakú magmás kőzettesteket alkotnak. A vastosabb kifejlődésűek (pl. lakkolit, kürtökitöltések, telérek) de egyes vékonyabb telérek is a kiömlési kőzetekhez megtévesztésig hasonlítanak, környezetükből kiragadott példányukból pontos képződési környezetükre nem következtethetünk. Egyes telérek azonban sajátos szövettel rendelkeznek. Legfeljebb 1-2 mm-es ásványszemcséik teljesen kitöltik a teret (holokristályos kőzet), közel egyenlő méretűek (ekvigranulárisak), egyenletes eloszlásúak és irányítatlanul kapaszkodnak össze. Ásványos összetételük és szövetségük leggyakrabban a nekik megfelelő mélységi kőzetével megegyezik, mintha zsugorított, kicsinyített másaik lennének. Ezért rájuk a mélységi kőzetnevet használjuk „mikro” előtaggal (pl. mikrogránit, mikrogabbró), amely név azonban nem csak a teléres kifejlődésű kőzetváltozatoknál használatos. Vannak sajátos nevű (pl. dolerit = telérgabbró) és megjelenésű telérek is. Pl. az aplit színes elegyrésztől mentes mikrogránit. A telérek kőzeteket nehéz megkülönböztetni az akár teljesen más eredetű (pl. homokkő) finomszemcsés kőzetektől is. Csak a nagyító segít, amivel a telérek kőzetek ásványainak sarkos, szögletes, gyakran nyúlt, kusza kristályai jól megfigyelhetők.

III.3. Kőzetalkotó elegyrészek és makroszkópos felismerésük

A kőzetalkotó ásványok megjelenése a kőzetekben általában különbözik attól a jól kifejlődött, szép kristályos előfordulástól, amelyek az egyes ásványokra közismertek. Ebben a részben a makroszkóposan, terepi módszerekkel (vagyis elsősorban szabad szemmel illetve kézi nagyítóval, továbbá egyszerű eszközökkel vizsgálva) felismerhető, magmás kőzetekben előforduló kőzetalkotó ásványokat írjuk le úgy, ahogyan azok a kőzetekben előfordulnak.

III.3.1. Színtelen elegyrészek

Földpátok:

A földpátok nagyon gyakori elegyrészek a magmás kőzetekben. Az ultrabázitok és egyes szélsőségesen telítetlen alkáli kőzetek kivételével szinte minden magmás kőzet tartalmaz több-kevesebb földpátot. A földpátokat két nagy csoportra, plagioklászokra és káliföldpátokra oszthatjuk. Ez utóbbiak közül kőzetalkotó elegyrészként az ortoklász, a mikroklin, a szanidin és az anortoklász fordul elő. Makroszkóposan az ortoklász és a mikroklin nem különíthető egymástól és az anortoklászt sem lehet elkülöníteni a többi fajtától.

Megjelenés: A kőzetalkotó földpátokra általában jellemző a táblás, egyes vulkáni kőzetekben a nyúlt táblás, csaknem léces megjelenés. A táblákra merőleges metszetek mindig lécszerű alakúak, vagyis a kőzetfelszínt vizsgálva táblás és léces alakban láthatók. Mélységi kőzetekben hipidiomorfok, ritkábban xenomorfok, vulkáni kőzetekben idiomorfok-hipidiomorfok. A földpátok fehér, sárgásfehér, rózsaszín-húsvörös színűek vagy színtelenek. Közepesen-gyengén áttetszőek, a színtelenek átlátszóak. A földpátokra jellemző, hogy gyakran alkotnak ikreket. A káliföldpátokra elsősorban a két tagból álló ikrek, a plagioklászokra a sok, egymás mellé nőtt ikertagból álló poliszintetikus ikrek jellemzőek. Minden földpát több irányba hasad, a hasadási lapok általában üde ásványok esetében üvegfénnyel csillannak be. A földpátok az utólagos hatásokra gyakran átalakulnak, ennek során nagyon finomszemcsés ásványok, agyagásványok illetve szericit képződik. Ez a felismerhetőséget csökkenti, az erőteljesen átalakult földpátok csak a jellegzetes alakjuk után ismerhetők fel, valamint arról, hogy helyüket finomszemcsés fehér vagy zöldes, puha, körrömmel kikaparható anyag tölti ki.

Az egyes földpátok elkülönítését, képződését a következőkben külön-külön ismertetjük.

Plagioklász:

Képlet: albit: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

anortit: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Rendszer: triklin

A plagioklászok izomorf sort alkotnak: albit – oligoklász – andezin – labradorit – bytownit – anortit tagokkal. Makroszkóposan az egyes típusokat nem lehet elkülöníteni egymástól.

Megjelenés: Táblás vagy nyúlt oszlopos, szintelen, fehér, halványszürke esetleg zöldes árnyalatú (ha átalakult), üdén üvegfényű, átlátszó-áttetsző. A bázisos plagioklász esetenként sötét színű lehet a benne előforduló apró magnetit zárványoktól. A vulkáni kőzetekben idiomorf-hipidiomorf és általában nyúltabb, mint a mélységi kőzetekben, amelyekben inkább táblás hipidiomorf-xenomorf. Savanyú kőzetekben nyúltabb, bázisos kőzetekben zömökebb. A táblákkal párhuzamos metszetek a jellegzetes aszimmetrikus földpát alakot mutatják, míg azokra merőlegesen léces megjelenésű az ásvány. Gyakran előfordul, hogy néhány plagioklász szemcse összenövéséből kerekded halmazok alakulnak ki. A plagioklász egymásra közel merőlegesen két irányban kiválóan hasad, a hasadási felületek különösen élénken, üvegesen csillognak. A plagioklász tüvel nem karcollható, az üveget viszont karcolja. Egyes üde, üvegfényű plagioklászok kék illetve barna színben verik vissza rájuk eső fényt, a jelenséget labradorizálásnak nevezzük.

A plagioklászok gyakran és előszeretettel ikresednek, mind változatos megjelenésű kéttagú, de még jellegzetesebben többtagú, ún. poliszintetikus ikreket alkotnak. Ez utóbbi esetben több, egymással párhuzamos, éles elválású ikersík (vonal) mentén érintkező, keskeny lemezt észlelhetünk, amelyeket egyközpontú fényforrás felé fordítva minden második csillan be egy adott helyzetben. Az ásvány kis elmozdítása esetén az eddig becsillanó lapok fénytelenek, a közöttük levők pedig fényesen becsillanók lesznek. A jelenség oka, hogy a szorosán egymás mellé nőtt, ikerhelyzetben levő egyszemcsés ikersík orientációja fordított. A poliszintetikus ikerlemezesedés azonban nem minden szemcsén figyelhető meg a kőzetben, csak azokon, amelyeknél az ikersíkok merőlegesek, vagy közel merőlegesek a kőzet felszínére. A többi esetben ugyanis a sűrűn egymás mellett elhelyezkedő ikreket elválasztó síkok vonalát a legfelső ikertag eltakarja. Általában savanyú kőzetekben több tagból álló ikerlemezesedés jellemző, mint a bázisos kőzetekben.

A vulkáni kőzetekben előforduló plagioklász porfirok általában zónásak. Szabad szemmel illetve kézi nagyító alatt is megfigyelhető, hogy egy vagy több belső, színében és fényében és gyakran átalakultságában is eltérő zóna alakul ki.

A plagioklász gyakran átalakul, amelynek során egyes fent leírt jellemző tulajdonságai megváltoznak. Átalakulása során szeircitesedik (finomszemcsés muszkovittá alakul, ez elsősorban a savanyú plagioklászok átalakulása), agyagásványosodik, esetleg karbonátosodik (ez utóbbi átalakulás elsősorban a bázisosabb tagokat érinti). A átalakulás során a plagioklász jellegzetes alakja megmarad, azt legtöbbször finomszemcsés fehér (agyagásvány) vagy zöldes árnyalatú (szericit) anyag tölti ki, vagyis a plagioklász puha, körömmel karcollható, átlátszatlan porszerű anyaggá alakul.

Elkülönítés: A plagioklászok a káliföldpátokkal téveszthetők elsősorban össze. Amennyiben a poliszintetikus ikerlemezesedés felismerhető, illetve vulkáni kőzetekben a zónáság látható, ez egyértelműen plagioklászra utal. Ugyancsak plagioklászra utal a zöld színárnyalat is. Általában a plagioklász kisebb a vele együtt gyakran előforduló káliföldpátoknál.



III.21. ábra – Földpát (plagioklász) monzonitban.



III.22. ábra – Földpát (plagioklász)fenokristályok andezitben.

Káliföldpátok

A káliföldpátok közül az ortoklász és a mikroklin makroszkóposan nem különíthető el egymástól, ezek az ásványok elsősorban mélységi magmás kőzetekben fordulnak elő, szemben a szanidinnel, amely vulkáni kőzetekre jellemző kizárólag.

Képlet:

ortoklász, mikroklin: KAlSi_3O_8

szanidin: $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Rendszer:

ortoklász, szanidin: monoklin

mikroklin: triklin

Megjelenés: A káliföldpátok hűsvörös, rózsaszínű, ritkábban fehér vagy színtelen, esetleg szürke, legtöbbször üvegfényű ásványok. A hűsvörös színt a bennük gyakran előforduló, igen finomszemcsés és egyenletes eloszlású hematit okozza. A szanidin kristálylapjai gyöngyházfényűek, de hasadási lapja ennek az ásványnak is üvegfényű. Nagyon ritkán egyes káliföldpátok kék illetve kékeszöld színben irizálnak, ezt a változatot holdkőnek nevezzük. A mélységi kőzetekben előforduló ortoklász és mikroklin hipidiomorf, zömök táblás és a plagioklászoknál általában mindig nagyobb méretű. A szanidin általában idiomorf, ritkán hipidiomorf, lapos táblás, esetenként kissé nyúlt szemcséket alkot, jellegzetes „földpát” alakkal. A káliföldpátok két irányban (egymásra közel merőlegesen) kiválóan hasadnak, a hasadási lapok üvegfénnyel, nagy felületen csillannak be. Jellegzetességük, hogy kéttagú ikreket alkotnak (a mikroklin nagyon finom poliszintetikus keresztrácsozottsága még kézi nagyító segítségével sem figyelhető meg), az ikersíkok felszíni metszete két, egymással közel azonos méretű, külön-külön becsillanó lapra osztja az ikerkristályt. A káliföldpátok keménysége gyakorlatilag azonos a plagioklászokéval, vagyis túvel nem karcolhatók, de az üveget karcolják.

A káliföldpátok utólagos átalakulásokkal szemben a plagioklászoknál ellenállóbbak, de előfordul agyagásványosodásuk (elsősorban kaolinesedés) illetve szericitesedésük. Színük szericitesedéskor azonban csak kevésbé változik, illetve agyagásványosodáskor kifehérednek.

Elkülönítés: A káliföldpátok elsősorban a plagioklászokkal téveszthetők össze. Poliszintetikus ikresedés és zónáság azonban sohasem figyelhető meg rajtuk. A rózsaszín-hűsvörös szín – amennyiben a földpátjelleg meghatározható – egyértelműen káliföldpátúra utal. Esetenként nefelinnel összetéveszthető, de a nefelin zsírfényű és csak nagyon gyengén hasad.



III.23. ábra – Földpát (ortoklász) gránitban.



III.24. ábra – Húsvörös ortoklász, fehér plagioklász, színtelen, zsírfényű kvarc és fekete biotit gránitban.

A káliföldpátok és a plagioklászok tulajdonságainak összehasonlítása

| tulajdonság | káliföldpát | plagioklász |
|--------------------|-----------------------------|-------------------------------------|
| alak | táblás, ritkán léces | táblás, esetenként léces |
| méret | nagy | a káliföldpátnál kisebb |
| hasadás | többirányban kitűnő | többirányban kitűnő |
| szín | húsvörös, fehér, színtelen | színtelen, fehér, zöldes |
| fény | üveg, (szanidin: gyöngyház) | üveg |
| ikresedés | kéttagú | többtagú (poliszintetikus) |
| zónásság | nincs | lehet (vulkáni kőzetekben) |
| átalakulási termék | fehér, porszerű | zöldes-rózsaszínes árnyalatú, fehér |

Kvarc

Képlet: SiO₂

Rendszer: 573°C alatt trigonális, efölött hexagonális

Megjelenés: A kőzetalkotó kvarc az esetek döntő többségében xenomorf, izometrikus (minden irányban közel azonos méretű), gömbölyded-kerekded kifejlődésű. Általában szürke-halványszürke, néha színtelen, gyengén vagy erősen áttetsző, nem hasadó, a törési felülete egyenetlen vagy kagylós, zsírfényű. Leginkább apró „zsírcsöpp”-re emlékeztető megjelenésű. A szürke mellett ritkán kékes, ibolyás valamint vöröses színű is lehet, ez utóbbi elsősorban az oxidatív körülmények között előforduló kőzetekben. Ilyenkor a kvarc mikrorepedéseibe behatoló oxidatív vasat tartalmazó oldatokból történő finomszemcsés hematit színezhetheti az ásványt. A kvarc nagy keménységű, az üveget karcolja. A vele együtt előforduló ásványoknál való nagyobb keménysége miatt a kőzet mállott felszínén kipreparálódik vagyis mintegy „kiugrik”. A kvarc rendkívül ellenálló ásvány, ezért egyáltalán nem alakul át.

Elkülönítés: A földpátoktól a hasadás hiánya, a zsírfény valamint az eltérő alak alapján egyértelműen elkülöníthető. Leginkább a mélységi kőzetekben megjelenő nefelinnel lehet összetéveszteni, de a nefelin általában nagyobb méretű, több összenőtt szemcséből áll, és szabálytalan alakú vagy négyszögletes (négyzet vagy téglalap alakú) megjelenésű, azonkívül nagyon gyengén hasad. A vulkáni kőzetekben előforduló nefelin üvegfényű, és táblás vagy

hatszöges alakú. A nefelin – a kvarccal ellentétben – könnyen mállik, kitett felületen a mállott szemcsék helyén kialakult bemélyedések figyelhetők meg, míg a kvarc inkább „kiugrik” a mállott kőzetfelszínből.



III.25. ábra – Színtelen, zsírfényű kvarc gránitban.

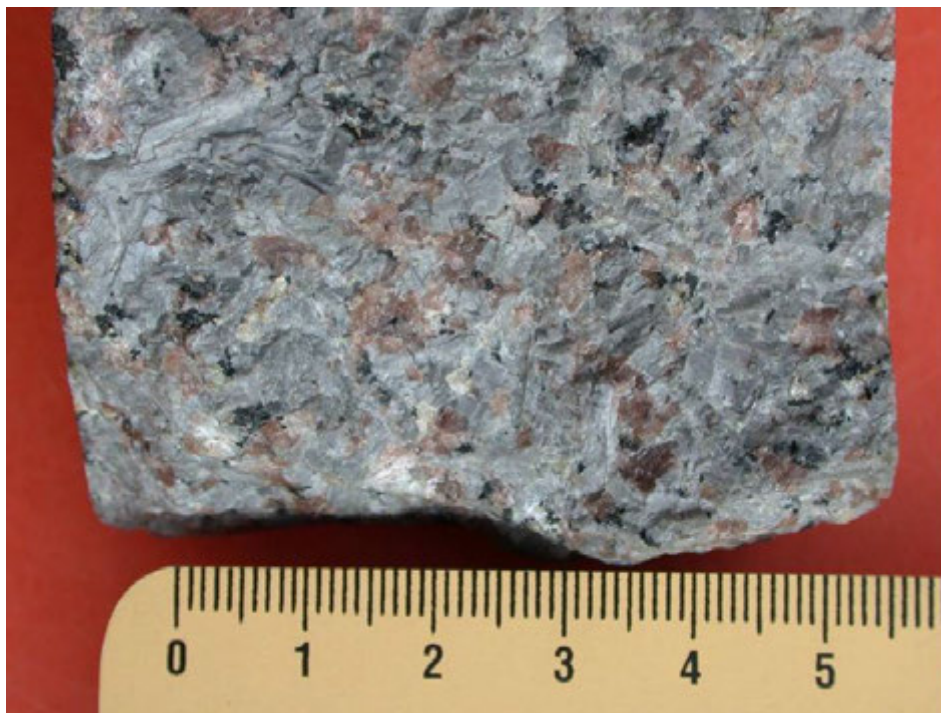
Nefelin

Képlet: NaAlSiO₄

Rendszer: hexagonális

Megjelenés: A nefelin némileg eltérő megjelenést mutat a mélységi és a vulkáni kőzetekben. Mélységi kőzetekben xenomorf vagy hipidiomorf, táblás, általában négyszögletes (négyzet vagy téglalap alakú), ritkán hatszöges megjelenésű, de leginkább nagyobb, szabálytalan alakú „foltok” formájában jelenik meg, a korábban kikristályosodott ásványok közötti maradék helyet kitöltve. Nagyon gyengén hasad, a hasadási illetve törési felülete zsírfényű. Színe változatos, fehér, halvány szürke, rózsaszínű, vörös, zöld is lehet. A vulkáni kőzetekben előforduló nefelin általában színtelen, üvegfényű, idiomorf vagy hipidiomorf, táblás (közel négyzetes felületekkel) illetve hatszöges, víztiszta, átlátszó megjelenésű. A nefelin felszíni körülmények között könnyen mállik, ezért a kőzet felszínén az egykori nefelinek helyén beöblösödések figyelhetők meg.

Elkülönítés: A mélységi nefelin a kvarccal téveszthető össze elsősorban. Az elkülönítésben segíthet a nefelin esetleg eltérő színe, nagyon gyenge hasadása és eltérő alakja. Ugyancsak segíthet, ha a kőzet más földpátpótlót is tartalmaz. A nefelin és a kvarc elkülönítésében sokat segít, ha mállott a kőzetfelszín, ugyanis a két ásvány mállással szembeni ellenállása nagyon különböző. Ennek következtében a kitett kőzetfelszínen a gyorsan málló nefelin helyén beöblösödés figyelhető meg, míg a mállási folyamatoknak ellenálló kvarc szemcsék mintegy „kiugranak” a felületből. A vulkáni kőzetekben előforduló nefelin a földpátokkal téveszthető össze. Ebben az esetben a nefelin négyzetes, zömök téglalap kőzetfelszíni metszetei egyértelműen elkülöníthetőek a jellegzetes alakú földpátoktól. Ugyancsak segít az elkülönítésben, hogy a nefelin csak nagyon gyengén hasad és egyáltalán nem ikresedik.



III.26. ábra – Nefelin szineitben.



III.27. ábra – Nefelin fonolitban.

Leucit

Képlet: KAlSi_2O_6

Rendszer: szabályos, (625°C alatt tetragonális)

Megjelenés: A leucit a vulkáni kőzetekben fehér, sárgásfehér, ritkán színtelen. Miután csaknem mindig 24 lapú kristályformát alkot (deltoidikozitetraéder, „leucitoéder”), ezért idiomorf, gömbölyded-kerekded megjelenésű. Rosszul hasad. Gyakran tartalmaz apró, legtöbbször fekete magnetit zárványokat, amelyek általában zárványkoszorút alkotnak. Ez azonban szabad szemmel illetve kézinagyítóval is csak nagyobb méretű példányokon látható.

Elkülönítés: A leucit jellegzetes megjelenése alapján viszonylag jól felismerhető. Esetleg a szanidinnel téveszthető össze, de a leucit esetében a kőzetben minden egyes leucitkristály kerekded, izometrikus megjelenésű, míg a szanidinnél gyakoriak a nyúlt, szögletes, táblás kristályok. A leucit a vulkáni kőzetekben előforduló analcimmal viszont könnyen összetéveszthető, lévén, hogy az analcim is hasonló kristályformában szeret megjelenni. Az

elkülönítés makroszkóposan nem mindig egyértelmű, segíthet benne, hogy az analcím üvegfenyű, általában színtelen és nem tartalmaz zárványokat. Esetenként a leucit a szodalitok közül a nozeánnal és a haüynnel is összetéveszthető, de ez utóbbi ásványok általában hatszöges vagy négyzetes megjelenésűek, durvább szemcsések és mindig nagyon sok zárványt tartalmaznak.



III.28. ábra – Leucit fenokristályok tefritben.

Szodalitsoport

A szodalitsoport tagjai közül kőzetalkotóként a szodalit, a nozeán és a haüyn fordul elő.

Képlet:

Szodalit $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$

Nozeán $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{SO}_4$

Haüyn $(\text{Na,Ca})_{8-4}[\text{AlSiO}_4]_6(\text{SO}_4,\text{S,Cl})_{2-1}$

Rendszer: szabályos

Megjelenés: A szodalit – mivel általában mélységi kőzetekben fordul elő – általában xenomorf, izometrikus, de legtöbbször szabálytalan alakú, leggyakrabban kék színű, esetenként színtelen vagy szürke. A nozeán és a haüyn – mivel vulkáni kőzetekben fordulnak elő – idiomorf, rombdodekaédes vagy oktaédes megjelenésűek, vagyis a kőzetfelszínen izometrikus, legtöbbször hatszöges megjelenésű ásványok látszanak. A nozeán fehér, szürke, barna, a haüyn fehér, szürke, zöld vagy kék színű. Mindhárom ásványra jellemző, hogy általában igen nagy mennyiségben tartalmaznak apró zárványokat, ezek kézi nagyítóval legtöbbször láthatóak. A szodalitsoport ásványai jól hasadnak, a hasadási lapjuk üvegfenyű. A vulkáni kőzetekben a magmás visszaolvadás (rezorpció) következtében az ásványok barnás elszíneződése gyakori, miközben alakjuk is beöblösödővé, xenomorffá válik.

Elkülönítés: A szodalitsoport ásványai közül a kék színű szodalit könnyen felismerhető, de a szürke-barna színű csak nehezen észrevehető ásvány. A nozeánt és a haüynt a leucittal és az analcimmal lehet összetéveszteni, segíthet a szodalitok gyakran előforduló hatszöges megjelenése, általában nagyobb mérete, üvegfenyű (ha üde), és a nagy mennyiségű zárványtartalma. Általában a szodalitok nefelinnel vagy leucittal esetleg analcimmal társulnak, és ilyenkor a két- vagy háromféle földpátpótló egymástól elkülöníthető.



III.29. ábra – Kék színű szodalit nefelinszientiben (foyait, ditróit; Ditró)

Analcim

Képlet: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Rendszer: szabályos

Megjelenés: A kőzetalkotó analcim szabad szemmel nagyon nehezen felismerhető ásvány. Ennek oka, hogy általában aprószemcsés, legtöbbször izometrikus, kerekded („leucitoéderes”) ásványegyedekből álló szemcsehalmazokat alkot a kőzetben. A maradékhelyeket kitöltő analcim általában szintén finomszemcsés, és még kézi nagyítóval sem különíthető el. Hasadása jó, de ritkán észlelhető, törése kagylós. Színtelen, esetleg fehér, üvegfényű, átlátszó-áttetsző ásvány.

Elkülönítés: Amennyiben megfelelő mérete miatt mégis felismerhető, a leucittal és a szodalittal téveszthető össze. A leucit azonban nagyobb méretű, a szodalit pedig általában sok zárvány tartalmaz.

III.3.2. Színes elegyrészek

A színes elegyrészek az ásványok saját színének köszönhetően mindig sötét színűek (zöld, barna, fekete).

Olivin

Képlet: $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ (forsterit és fayalit izomorf elegye)

Rendszer: rombos

Megjelenés: Az olivin mélységi magmás kőzetekben xenomorf, hipidiomorf, zömök oszlopos vagy csaknem izometrikus alakban, általában tömegesen fordul elő. Vulkáni kőzetekben legtöbbször sajátalakú fenokristályok formájában található. Ez esetben jellegzetes „koporsó” alakú formákat alkot, vagyis kissé nyúlt, mindkét végén ék alakú prizmalapokkal határolva. Színe jellegzetesen sárgászöld, palackzöld, átlátszó vagy erősen áttetsző üvegfényű ásvány. Az olivin azonban igen gyakran átalakul, és ilyenkor színe és fénye is megváltozik, finomszemcsés, szálás, matt, vörös, sárgávörös, vörösbarna vagy halványzöldes árnyalatú lesz. Az olivin három egymásra merőleges irányban hasad (két irányban jól, a harmadik irányban gyengébben), de a hasadás általában rosszul látható. Az olivin felülete általában egyenetlen, kagylós.

Átalakulása: Amint fentebb már említettük az olivin felszíni és felszínközeli körülmények között könnyen és gyorsan átalakul. Elsősorban szerpentinisedik, részben agyagásványosodik, esetleg kloritosodik. Az átalakulás a

szemcsék szegélyén és a hasadások mentén indul meg. Ez nagyméretű olivinszemcséken figyelhető meg jól, jellegzetes „hálós” szerkezet alakul ki. A vulkáni kőzetekben megjelenő olivin jellemző átalakulása az iddingsitesedés, amelynek során oxidáció hatására vörös színű, finomszemcsés bevonat képződik, de gyakran az egész ásvány vörös színű lesz.



III.30. ábra – Olivin fenokristályok bazaltban

Elkülönítés: A vulkáni kőzetekben (bazalt, bazanit) fenokristályként előforduló olivin színe és alakja alapján jól felismerhető. Ugyancsak egyértelműen azonosítható jellegzetes színéről, és üvegfényéről a mélységi kőzetekben előforduló üde olivin. A mélységi kőzetekben azonban az olivin gyakran átalakul, és ekkor már nehezebb felismerni. Elsősorban az epidottal és a klorittal téveszthető össze, de az epidot ultrabázisos magmás kőzetekben nem fordul elő, és a színe is jellegzetesen sárgászöld. A klorit élénkebb zöld és pikkelyes megjelenésű, másodlagos ásvány. A vörös-sárgászöld-vörösbarna átalakult olivin limonittal és hematittal téveszthető össze elsősorban, de ez utóbbi ásványok inkább földes (limonit) illetve élénkvörös, fémes fényű (hematit) megjelenésűek.



III.31. ábra – Peridotit xenolit közeli képe: az uralkodó mennyiségű halványzöld olivin kristályok mellett, sötét színű ortopiroxének és fűzöld klinopiroxének ismerhetők fel.

Piroxén

Magmás kőzetekben mind a rombos, mind a monoklin piroxén gyakori színes elegyrész.

Képlet:

Rombos piroxének:

ensztatit: $Mg_2Si_2O_6$,

bronzit: $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$

hipersztén: $(Fe,Mg)_2Si_2O_6$

Monoklin piroxének:

augit: $(Ca,Mg,Fe,Ti,Al)_2(Si,Al)_2O_6$

egirin: $NaFe^{3+}Si_2O_6$

Megjelenés: A piroxének a magmás kőzetben zömök oszlopos, a vulkáni kőzetekben a hipersztén valamint az egirin nyúlt, kristályokat alkotnak. A megnyúlásra merőlegesen a piroxén nyolcszögű, közel izometrikus alakú. Mélységi kőzetekben legtöbbször hipidiomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf-hipidiomorf megjelenésűek. A piroxének makroszkóposan általában fekete, zöldesfekete, barnásfekete színűek. Ez alól kivétel az ultrabázisos kőzetekben előforduló ensztatit, amelyik fehér-halvány zöld színű, de az átalakulása során bronzbarna lesz. A monoklin piroxének átalakulásuk során elsősorban kloritosodnak, ami zöldes árnyalattal jelentkezik. Az üde piroxén üvegfényű. A piroxén jól hasad a megnyúlási irányával párhuzamosan, a hasadási lapjai által bezárt szög kb. 87° ,

vagyis a hasadási lapok csaknem merőleges szöget zárnak be egymással. A vizsgálat során azonban feltétlenül két hasadási lap által bezárt szöget kell figyelembe venni, mert a piroxén két egymás melletti kristálylapja tompa szöget (kb 120°-ot) zár be egymással. A fenti hasadáson túl a nagyméretű rombos piroxéneken gyakran harántelválás is megfigyelhető.

Elkülönítés: A piroxének elsősorban az amfibollal téveszthetők össze, kis szemcseméret esetén gyakori, hogy szabad szemmel illetve kézi nagyítóval nem lehet meghatározni, hogy piroxént vagy amfibolt tartalmaz-e a kőzet. Az amfiboltól való elkülönítés legbiztosabb módja a hosszirányú hasadási lapok által bezárt szög, a piroxének esetében ez közel merőleges, míg az amfibolok esetében a hasadási lapok mintegy 124°-os szöget zárnak be. Segíthet az elkülönítésben, hogy általában az amfibolok nyúltabbak. A piroxén esetenként a fekete turmalinnal is összetéveszthető, de a turmalin nem hasad, és a megnyúlására merőlegesen jellegzetes, ditrigon alakja van, míg a piroxén a megnyúlására merőlegesen nyolcszögű, csaknem izometrikus.



III.32. ábra – Piroxén fenokristályok andezitben.

Amfibolok

Az amfibolok közül magmás kőzetekben elsősorban a **hornblende (zöldamfibol)** fordul elő

Képlet: $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe, Al})_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$

Rendszer: monoklin

Megjelenés: A magmás kőzetekben előforduló amfibol általában nyúlt, oszlopos, fekete (esetenként zölde vagy barna árnyalattal), üvegfényű elegyrész. A megnyúlására merőlegesen kissé lapított nem egyenlő oldalú hatszög alakú. A megnyúlásával párhuzamosan kiválóan hasad, a hasadási lapok által bezárt szög mintegy 124°, vagyis tompa szög. Magmás kőzetekben viszonylag üde, átalakulása során kloritosodhat (zölde árnyalatúvá válik), biotitosodhat, illetve bázisos kőzetekben oxidálódhat, ez utóbbi esetben vöröses árnyalatú bevonat jelenik meg a felületén.

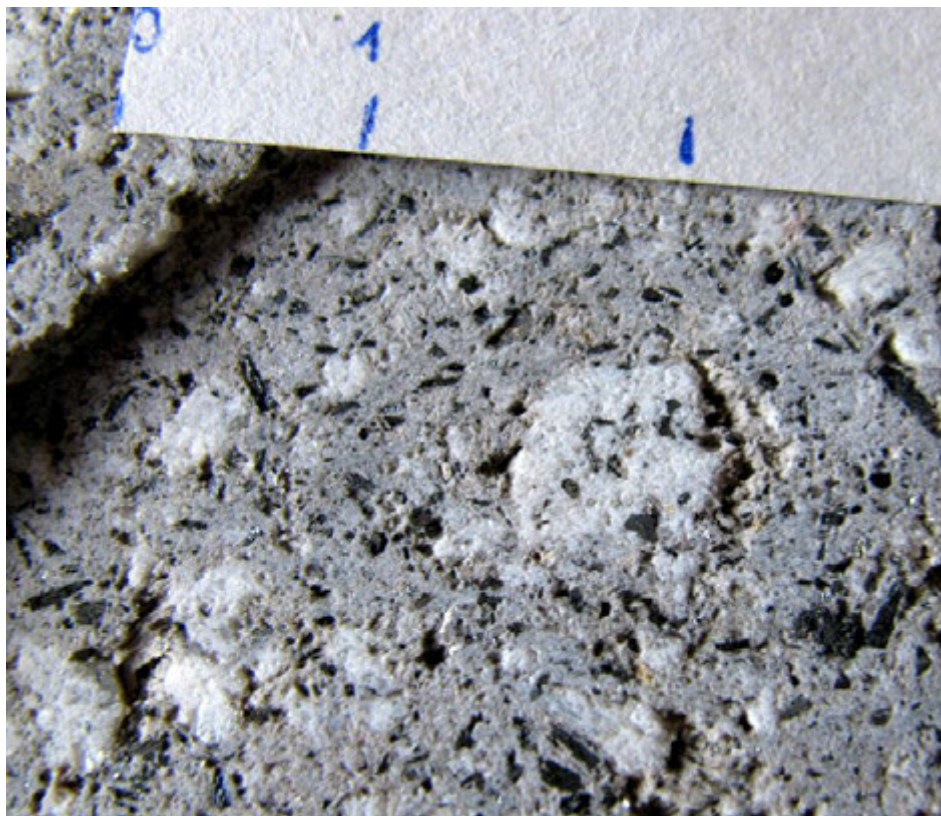
Elkülönítés: Az amfibol elsősorban a piroxénnel téveszthető össze, amennyiben nagyon kisméretű, akkor szabad szemmel vagy kézi nagyítóval sem különíthető el egymástól a két ásvány. A piroxéntől való elkülönítést egyértelművé teszi a hasadási lapok által bezárt tompa (124°) szög. Segít az elkülönítésben, hogy általában az amfibol nyúlt, oszlopos megjelenésű ásvány. Összetéveszthető a fekete színű turmalinnal is, de a turmalin nem hasad, és a megnyúlására merőlegesen jellegzetes, ditrigon alakja van, míg az amfibol a megnyúlására merőlegesen lapított, nem egyenlő oldalú hatszögű.



III.33. ábra – Amfibol foyaitban.



III.34. ábra – Amfibol megakristályban andezitben.



III.35. ábra – Fekete amfibol kristályok a csomádi dácitban

Biotit

Képlet: $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

Rendszer: monoklin (álhexagonális)

Megjelenés: A biotit fekete, (vékony lemezekben barnásfekete) színű, vékony pikkelyes, lemezes formában jelenik meg a kőzetekben. A pikkelyek alakja hatszöges, illetve ha xenomorf, akkor izometrikus, kerekded alakú. Gyakori, hogy a kőzet felszínére merőlegesen álló biotitból csak egy keskeny, nyúlt metszet látszik, ilyenkor nem tévesztendő össze más, oszlopos ásvánnyal (pl. amfibollal). A biotit kitűnően hasad a pikkelyeivel párhuzamosan. Üvegfényű, de a hasadási lapja gyakran gyöngyházfényű, hullámos, rovátkoltság nélkül. Magmás kőzetben általában üde, de kloritosodása megfigyelhető, ilyenkor zöld színűvé válik. Másik jellegzetes átalakulása a kifakulás, más néven a baueritesedés. Ennek során Fe-tartalmát fokozatosan elvesztve az ásvány színe is változik a kilépő vas mennyiségének arányában. Először sárgásbarna, majd aranysárga lesz az ásvány, végül a vas teljes mennyiségének eltávoztával színtelenné válik.

Elkülönítés: Megjelenése alapján az üde biotit semmilyen más kőzetalkotó ásvánnyal nem tévesztendő össze. A kifakult, teljesen baueritesedett biotit a muszkovittal összetéveszthető, az elkülönítés gyakran csak mikroszkópos vagy műszeres vizsgálatokkal lehetséges. Segíthet az elkülönítésben, hogy a kifakult biotit mellett általában a kőzet többi elegyrésze is mállottabb, átalakult.



III.36. ábra – Fekete biotit kristályok gránitban



III.37. ábra – Hatszöges átmetszetű biotit kristályok andezitben

Muszkovit (szericit)

(A szericit a muszkovit finomszemcsés változata)

Képlet: $\text{KA}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Rendszer: monoklin (álhexagonális)

Megjelenés: A muszkovit megjelenésében a biotithoz teljesen hasonló, pikkelyes, lemezes (erre merőlegesen hatszöges, izometrikus) megjelenésű ásvány, lényeges eltérés azonban a biotittól, hogy a muszkovit szintelen, illetve gyakran ezüstösen csillogó megjelenésű. Üvegfényű, a hasadási lapon azonban a gyöngyházfénye még kifejezőbb, mint a biotité. A muszkovit általában üde megjelenésű, csak ritkán alakul áll magmás kőzetekben. A szericit mikroszkópikus méretű muszkovit változat, földpátok átalakulása során képződik, szabad szemmel nem ismerhető fel.

Elkülönítés: Tulajdonságai alapján a muszkovit egyértelműen elkülöníthető a többi magmás kőzetalkotó elegyrésztől. Egyedül a teljesen kifakult, elszíntelenedett biotittal téveszthető össze, de a muszkovit ezüstösen csillogó fénye, valamint a többi elegyrész üde jellege segít az azonosításában.



III.38. ábra – Muszkovit gránit pegmatitban

III.3.3. Akcesszóriák (mellékes vagy járulékos elegyrészek)

Oxidásványok (opakásványok)

A magmás kőzetekben gyakran fordulnak elő elsődleges képződésű (a magmából kristályosodó) oxidásványok. Ezek közül a magnetit az ilmenit és a kromit, a leggyakoribb. A kromit kivételével általában csak kis mennyiségben és kis méretben fordulnak elő, ezért szabad szemmel nem mindig ismerhetők fel.

Kromit

Képlet: FeCr_2O_4

Rendszer: szabályos

Megjelenés: A kromit általában szemcsés halmazokként, tömegesen fordul elő egyes ultrabázisos kőzetekben. Ritkábban hintetten, illetve fészkekben, gumókban vagy „szalagokban-rétegekben” is megjelenik. Fekete, de jellegzetes lilás esetleg lilásbarna árnyalatot mutat. Fénye félig fémes, némileg a szurokra emlékeztető. Nem hasad, általában rideg, egyenetlen törésű. Az egyes szemcsék izometrikusak, általában lekerekítettek. Jellegzetes előfordulása, hogy világosabb, általában átalakult szilikátokkal körülvéve leopárdbőrhöz hasonló megjelenést mutat („leopárdérc”).

Elkülönítés: A kromit elsősorban a többi oxidásvánnyal téveszthető össze, de tömegesen csak a kromit fordul elő. Ugyancsak jellemző és segít a meghatározásban a jellegzetes lilás árnyalata.

Magnetit

Képlet: Fe_3O_4 (vagy FeFe_2O_4)

Rendszer: szabályos

Megjelenés: A magnetit magmás kőzetekben nem nagy mennyiségben, általában elszórtan előforduló elegyrész. Nagyon gyakran mikroszkópos méretű, így szabad szemmel vagy kézi nagyítóval sem ismerhető fel a kőzetben. Jellegzetesen sajátalakú oktaéderes, esetleg hexaéderes kristályformákat alkot, de gyakran hipidiomorf, vagy xenomorf megjelenésű, ez esetben izometrikus. Fekete színű fémes fényű ásvány, nem hasad. A mágneset vonzza, ez segíthet felismerésében. A magnetit a mállás során limonitosodhat vagy hematitosodhat, vagyis a felszínén sárgásbarna-vörösesbarna földes megjelenésű bevonat képződhet, vagy limonitos bevonatú bemélyedésként az egykori magnetit nyoma látható a kőzet felszínén.

Elkülönítés: A magnetit más oxidásványokkal, elsősorban az ilmenittel téveszthető össze terepi módszerekkel történő határozás során. Amennyiben xenomorf, szabad szemmel és kézi nagyítóval nem különíthető el a két ásvány.

Ilmenit

Képlet: FeTiO_3

Rendszer: trigonális

Megjelenés: A ilmenit táblás, lemezes, három- vagy torz hatszögalakú, viszonylag vékony kristályokat alkot, de gyakoribb xenomorf vagy tömött, szemcsés halmazok formájában. Fekete, félfémes fényű, csak rosszul hasad. Gyakori az átalakulása, amelynek során rosszul kristályos, földes megjelenésű, más, Ti tartalmú ásvánnyá (titanit, rutil) alakul át, ez azonban csak mikroszkóp alatt figyelhető meg.

Elkülönítés: Az ilmenit szabad szemmel vagy kézi nagyítóval csak nagyon nehezen azonosítható elegyrész.

III.3.4. Egyéb akcesszóriák

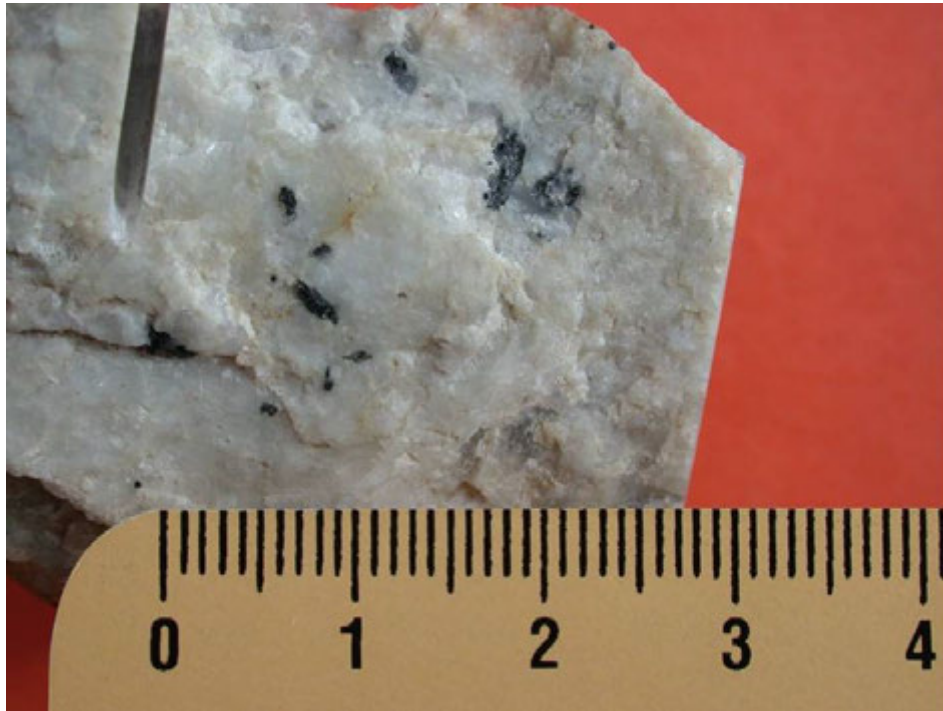
Turmalin

Képlet: $\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn},\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6[(\text{OH})_4(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Rendszer: trigonális

Megjelenés: A turmalin nyúlt, oszlopos, az oszlopokra merőlegesen jellegzetes ditrigon alakkal. Leggyakrabban idiomorf esetleg hipidiomorf megjelenésű Magmás kőzetalkotóként gyakori sugaras-tűs halmazokként is (napturmalin). A turmalin változatos összetételű ásvány, ennek megfelelően színe is változatos. A magmás kőzetekben leggyakoribb változata a sörl, ami fekete színű, de a kisebb szemcsék jellegzetes füstbarnák, gyengén áttetszőek. Üvegfényű. A turmalin egyáltalán nem hasad, a megnyúlására merőlegesen elválás észlelhető.

Elkülönítés: Makroszkópos határozás során a turmalin elsősorban a piroxénnal és az amfibollal téveszthető össze. A piroxén és az amfibol azonban jól illetve kiválóan hasad, a turmalin pedig egyáltalán nem. A megnyúlásra merőlegesen a három ásvány alakja teljesen eltérő, a turmalin jellegzetes ditrigon alakja alapján jól elkülöníthető a másik két ásványtól. Amennyiben a turmalin jellegzetes füstbarna színe megfigyelhető, ez is segíthet az elkülönítésben.



III.37. ábra – Turmalin pegmatitban

Gránátcsoport

A gránátcsoportba alapvetően hat gránátfajtát sorolhatunk: pirop, almandin, spessartin, uvarovit, grosszulár, andradit. Az első három az Al-gránátst, a második három pedig a Ca-gránátst alkotja. Magmás kőzetekben a pirop, az almandin valamint az andradit Ti-gazdag változata fordul elő.

Általános képlet: $R^{2+}_3R^{3+}_2(SiO_4)_3R^{2+}$: Mg, Fe, Mn, Ca; R^{3+} : Al, Fe, Cr

Az egyes tagok képlete:

| | |
|------------|---------------------|
| Pirop | $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ |
| Almandin | $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ |
| Spessartin | $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ |
| Uvarovit | $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$ |
| Grosszulár | $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ |
| Andradit | $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$ |

Rendszer: szabályos

Alak, megjelenés: Magmás kőzetekben elsősorban az almandin fordul elő, ez a legközönségesebb gránát. Általában hipidiomorf, ritkán idiomorf vagy xenomorf, rombdodekaéderez (12 lapú kristályforma, „granatoéder”) vagy gömbölyded-kerekded, izometrikus, elkülönült szemcsék formájában fordul elő a magmás kőzetekben. A magmás kőzetekben leggyakrabban előforduló almandin jellegzetes sötétvörös-lilásvörös színű, kristálylapjai üvegfényűek, a törési felülete azonban gyakran gyanta vagy zsírfényű is lehet. Csak nagyon gyengén vagy egyáltalán nem áttetsző. A kőzetalkotó gránát esetenként matt is lehet. Nem hasad, de gyakran repedezett. Makroszkóposan esetenként megfigyelhetők a jelentős mennyiségű zárványai. Az ultrabázisos kőzetekben ritkán előforduló pirop halványrózsaszínű, gyakran átalakulási (kelifites) szegéllyel. Az alkáli kőzetek Ti-andraditja (melanit) sötétbarna színű.

Elkülönítés: A magmás kőzetben előforduló gránát fenti tulajdonságai alapján egyértelműen és könnyen felismerhető. Esetleg színe alapján másodlagosan képződött limonittal-hematittal összetéveszthető, de a hematitnak és limonitnak az alakja szabálytalan vagy foltos, és határozatlan szegélye van.



III.38. ábra – Gránát andezitben (Karancs)

Titanit (szfén)

Képlet: CaTiSiO_5

Rendszer: monoklin

Alak, megjelenés: A titanit akcesszórius elegyrészként nagyon gyakran mikroszkópos méretű, csak ritkán (elsősorban alkáli kőzetekben) alkot nagyobb méretű ásványokat. A szabad szemmel felismerhető titanit áttetsző, jellegzetes gyantasárga-dohánybarna színű, mindig sajátalakú, levélboríték vagy ékalakú, táblás-lemezes ásvány. Jól hasad, a hasadási lapja és a kristálylapja gyémánt (esetleg gyanta) fényű.

Elkülönítés: Megjelenése alapján egyértelműen felismerhető.



III.39. ábra – Titanit foyaitban

Kőzetüveg

Rendszer: - (amorf)

Makroszkópos módszerekkel a kőzetüveg közvetlenül nem ismerhető fel egyértelműen, hanem az homogén alapanyag igen erősen tömött, és rideg megjelenéséből következtethetünk jelenlétére. A színe változatos, a savanyú kőzetekben, ahol leggyakrabban és legnagyobb mennyiségben fordul elő világos vörös, esetenként fehéressárga vagy fehér. Az igen jelentős vulkáni üveget tartalmazó riolitváltozatokban a folyásos jellege gyakran megfigyelhető.

III.3.5. Másodlagos elegyrészek

Magmás kőzetekben a másodlagos elegyrészek nem a magmából kristályosodtak ki, hanem utólagos (elsősorban hirotermális vagy mállási) folyamatok révén képződtek. A magmás kőzetekben előforduló leggyakoribb másodlagos ásványok: limonit, hematit, agyagásványok, klorit, szerpentinásványok, karbonátásványok (elsősorban kalcit), és a pirit.

Limonit (goethit+lepidokrokit illetve amorf vas-hidroxid gél)

Képlet: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ vagy $\text{FeO}(\text{OH})$

Rendszer: - (amorf)

Megjelenés: A limonit barna, sárgásbarna, vörösesbarna földes, tömeges megjelenésű. Határozatlan körvonalú, szabálytalan alakú foltokban a leggyakoribb, de sávokban, erekben fészkekben is kialakulhat. Nagyon gyakran hematittal fordul elő.

Elkülönítés: A fent leírt jellegzetes előfordulás alapján a limonit egyértelműen felismerhető.

Hematit

Képlet: Fe_2O_3

Rendszer: trigonális

Megjelenés: A hematit általában limonittal együtt fordul elő. Lemezes, táblás kristályok halmazai, tömeges, gömböses, fémes-félfémes felületű kristályok, uralkodóan azonban a másodlagos átalakulás során sávosan, erekben

vagy határozatlan határvonalú foltokban képződik. Színe jellegzetesen vörös, vörösbarna, a jól kristályos változat fekete, és ez utóbbi fémes-félfémes fényű. Nem hasad.

Elkülönítés: A másodlagos hematit egyértelműen felismerhető. Esetleg a vörös, foltos hematit a gránátokkal összetéveszthető, de a gránátoknak határozott körvonalú és izometrikus alakja van.

Pirit

Képlet: FeS₂

Rendszer: szabályos

Megjelenés: A pirit általában idiomorf, kocka vagy ötszögtizenkettes rostozott kristálylapú felületekkel megjelenő ásvány. Esetenként xenomorf, tömeges is lehet. Színe jellegzetes aransárga, fakósárga, fémes fényű. Nem hasad. Felszíni körülmények között néha limonitosodhat vagy hematitosodhat, ekkor az alakja után felismerhető sárgásbarna limonitos vagy vörösbarna hematitos pszeudomorfózákat alkot.

Elkülönítés: Tulajdonságai alapján a sajátalakú pirit egyértelműen felismerhető. A tömegesen megjelenő pirit más, hasonló színű szulfidokkal (markazit, kalkopirit, pirrhotin) esetleg összetéveszthető, az elkülönítés ekkor csak mikroszkóp alatt lehetséges.

Klorit(csoport)

Összetétel: Mg, Fe, Al - rétegszilikátok

Rendszer: monoklin

Megjelenés: A klorit kőzetalkotóként csak ritkán pikkelyes, lemezes, általában rosszul kristályosodott halmazok formájában fordul elő, esetenként tömeges megjelenésű. Színe a vastartalmától függően leggyakrabban zöld, feketészöld, de a vasban szegény, magnéziumban gazdag változatok halványzöldek, a Fe-mentes klorit pedig szintelen is lehet, ez utóbbi azonban nagyon ritka. A kloritok a pikkelyekkel, lemezekkel párhuzamosan kitűnően hasadnak, ez azonban csak a jól kristályos kifejlődésű szemcséknél figyelhető meg.

Elkülönítés: A fent leírt megjelenés alapján a jól kristályos klorit egyértelműen meghatározható. A tömeges, szemcsés, rosszul kristályos klorit könnyen összetéveszthető a szerpentinásványokkal, elkülönítésük szabad szemmel általában nem egyértelmű, leggyakrabban csak műszeres vizsgálatokkal lehetséges. Az elkülönítést nehezíti, hogy gyakran a klorit és a szerpentinásványok együtt fordulnak elő.

Szerpentinásványok

Képlet: Mg₃[Si₂O₅](OH)₄ vagy Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈

Rendszer: monoklin

Megjelenés: A szerpentinásványokat kőzetalkotóként nem könnyű felismerni. Lemezes-pikkelyes (antigorit) illetve szálas (krizotil) megjelenésűek, de sem a lemezek sem a szálak nem, vagy csak nagyon ritkán ismerhetőek fel a szerpentinásványok finomszemcsés, tömeges megjelenése miatt. A szerpentinásványok színe sárgászöld-zöld, de a tömeges előfordulás miatt gyakran zöldesfekete színűek. Az ultrabázisos kőzetekben előforduló olivin, de még inkább a nagyméretű rombos piroxén átalakulása során képződött szerpentinásványok jellegzetes bronzos fényűek. Bár kitűnően hasadnak, ez a tulajdonságuk sem látható szabad szemmel. Gyakran előfordul azonban, hogy a tömeges szerpentinít testben repedésekben, erekben jól kristályos, durvább szemcseméretű szálas szerpentinít (szerpentinazbeszt) fordul elő, amely alapján a tömeges szerpentinít is jobban felismerhető.

Elkülönítés: A szerpentinít elsősorban a klorittal téveszthető össze, amennyiben finomszemcsés és tömeges a megjelenése, csak polarizációs mikroszkóppal vagy műszeres vizsgálatokkal lehet meghatározni.

Kalcit

Képlet: CaCO₃

Rendszer: trigonális

Megjelenés: A kalcit magmás kőzetekben elsősorban finomszemcsés átalakulási terméként jelenik meg Ca-tartalmú ásványok (bázisos plagioklász, piroxén, amfibol) helyén. Emellett mandulakövekben gyakran előforduló kitöltésként is megjelenik. A kalcit színtelen, fehér, esetleg halványan bármilyen színezett lehet, ez utóbbi a benne levő szennyeződéstől függ, esetenként még fekete színű kalcit is előfordul. A durvaszemcsés kalcit áttetsző, néha átlátszó, üvegfényű ásvány. Hasadása tökéletes, három irányban a romboéder szerint, vagyis a hasadási lapok tompa (120° -os) szöget zárnak be egymással, de a hasadás szabad szemmel csak a nagyobb méretű (legalább 0,5 mm-es) szemcséken látható. A kalcit viszonylag puha ásvány, tüvel, késsel karcolható, a kalapácsot illetve az üveget nem karcolja. Jellegzetessége és a kalcit felismerését egyértelművé teszi, hogy gyenge (max. 10%-os) sósav vagy ecetsav hatására élénk pezsgés kíséretében oldódik. Ezzel a módszerrel a nagyon finom szemcsés kalcit jelenléte is felismerhető a kőzetekben.

Elkülönítés: A kalcit a megjelenése, kitűnő hasadása, és a hasadási lapok elhelyezkedése alapján, valamint, hogy gyenge sósav vagy ecetsav hatására pezseg, egyértelműen felismerhető. Esetenként a finomszemcsés, tömeges megjelenésű kalcit és a hasonló módon megjelenő kvarc összetéveszthető. A kalcit pezsgésén kívül a két ásvány keménysége közötti jelentős különbség segít az elkülönítésükben, a puha kalcit az üveget és a kalapácsot nem, míg a kvarc mindkettőt karcolja.

Agyagásványok (összefoglalóan)

Az agyagásványok rendkívül kis szemcseméretű ásványok, az egyes egyedek gyakran még mikroszkóppal sem figyelhetők meg. Képződésük a mállási és gyakran a hidrotermális folyamatok során igen jelentős, a magmás kőzetekben előforduló elsődleges szilikátásványok átalakulása révén nagy tömegben képződnek. Ez indokolja, hogy érintőlegesen, de foglalkozunk velük ebben az anyagban.

Az agyagásványok három alapvető típusát különítjük el **kaolinit, illit, szmektit (montmorillonit)**.

Képlet illetve összetétel: Kaolinit: $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ vagy $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$

Illit: K-Al rétegszilikát

Szmeztit: Ca-Na-Mg-Fe-Al rétegszilikát

Rendszer: Kaolinit: monoklin és triklin

Illit: monoklin

Szmeztit: monoklin

Megjelenés: Az agyagásványok nagyon finomszemcsés, pikkelyes, tömeges kristályhalmazok. A kaolinit színtelen, hófehér, az illit színtelen, néha sárgásfehér, a szmektit halványsárga, zöldessárga, rózsaszín, fehér színű lehet. Általában puhák, körömmel könnyen karcolhatók. Nedvszívóak, legkevésbé az illit, legerősebben a szmektit. Ezt a nyelvhöz való tapadással érzékelhetjük elsősorban, ez azonban magmás kőzetek esetében csak nagyon ritkán észlelhető.

Elkülönítés: Az agyagásvány jelleg – ha tömeges – a fentiek alapján viszonylag jól megállapítható. Egymástól való elkülönítésük már nehezebb, főleg, miután egymásba is alakulnak, sőt egymással kevert szerkezeteket hoznak létre. A kaolinit általában a hófehér színével és hogy kézen, papíron nyomot hagy általában makroszkóposan is biztosan elkülöníthető a többi agyagásványtól. A szmektit a legerősebb nedvszívásával különíthető el.

Képződés, előfordulás:

Az agyagásványok szilikátos kőzetalkotó ásványok mállásterméke, a kaolinit és az illit elsősorban földpátok, földpátpótlók, szmektit (montmorillonit) elsősorban színes elegyrészek, plagioklász vakamint kőzetüveg átalakulása révén képződik, de a keletkező agyagásvány minőségét más fizikokémiai paraméterek (pl pH, stb.) is befolyásolják. Az agyagásványok másik jelentős képződése hidrotermás körülmények között történik.

Mn-oxidok-hidroxidok

A Mn-oxidok, hidroxidok, oxihidroxidok elsősorban az üledékes Mn-kőzetek jellegzetes ásványai, de magmás kőzetek másodlagos ásványaként is gyakran megjelennek. Leggyakoribb képviselői a piroluzit, pszilomelan és a manganit.

Piroluzit

Képlet: MnO_2

Rendszer: tetragonális

Pszilomelán

Képlet: $BaMn^{2+}Mn^{4+}_8O_{16}(OH)_4$

Rendszer: monoklin

Manganit

Képlet: $MnO(OH)$

Rendszer: monoklin

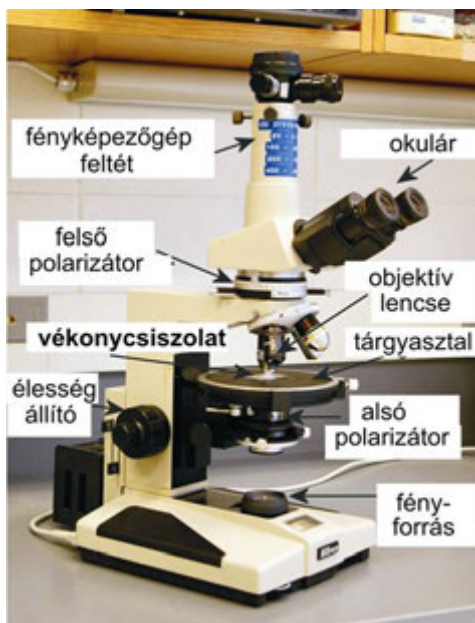
Megjelenés: Acélszürke, fekete, esetenként barnásfekete, általában mikrokristályos más esetben vaskos-földes, ritkábban fűrtös-vesés vagy sugaras-gömbös, csaknem mindig tömeges, ritkán fémes fényű kristályos megjelenésűek. Sűrűségük nagy. Az erekben, repedésekben, ritkábban a kőzetek mállott felszínén gyorsan kiváló Mn-ásványok faághoz hasonló, dendrites kifejlődésűek

Elkülönítés: A fekete szín, nagy sűrűség és földes-tömeges vagy dendrites megjelenés alapján egyértelműen elkülöníthetőek.

Képződés, előfordulás: Az üledékes oxidos Mn-ásványok sekélytengeri-partszegélyi vagy mocsári üledékben, vagy más Mn-ásványok átalakulása során képződnek. Kialakulhatnak karbonátos Mn-érctelepek oxidációs övében másodlagosan is. Magmás kőzetekben másodlagosan, elsősorban a kőzet mállott felszínén, valamint erekben, repedésekben fordul elő.

III.4. Kőzettani mikroszkóp és alkalmazása

A kőzettani (petrográfiai) mikroszkóp alulról átvilágításos polarizációs mikroszkóp. A geológiai (kőzettani) anyagvizsgálat egyik legfontosabb műszere. A biológiai mikroszkópoktól abban különbözik, hogy forgatható a tárgyasztala, és két polárszűrővel rendelkezik.





III.40. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp és annak részei (fenti kép). Az ELTE Kőzettan-Geokémiai tanszék hallgatói mikroszkópként használt Nikon polarizációs mikroszkóp két nézete (alsó két kép)



III.15. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a polarizációs kőzettani mikroszkóp részeit

III.4.1. A polarizációs mikroszkóp felépítése, részei

Megvilágítás

A megvilágító egységként ma már leginkább halogénizzókat építenek be, amely természetes fény hullámhosszúságú fényt bocsát ki. A legtöbb mikroszkóp esetében egy kék szűrőt használunk a sárga szín intenzitásának csökkentéséhez.



III.41. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp alsó, kék szűrővel ellátott megvilágító egysége.

Forgatható tárgyasztal

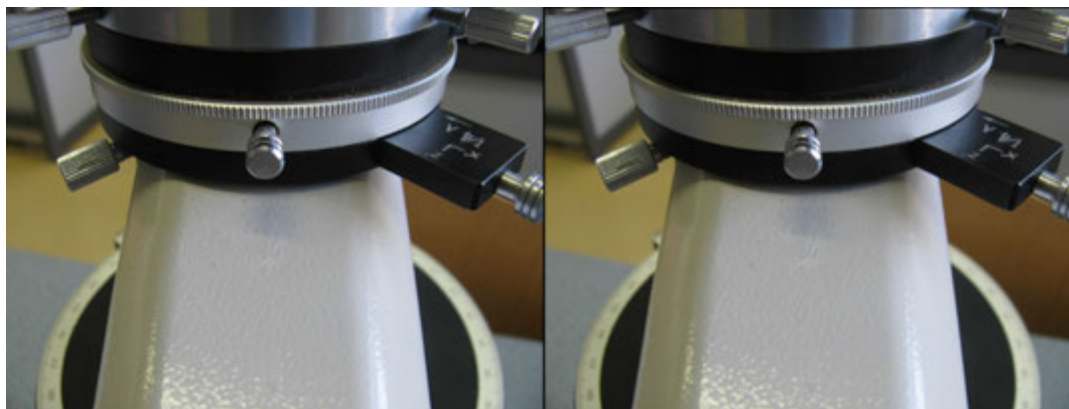
A petrográfiai mikroszkóp fontos része a fokbeosztással ellátott körbeforgatható tárgyasztal. A pontos elforgatási szöghöz a mikroszkóp állványhoz rögzített beosztás nóniuszos, vagyis tizedfok pontosságú leolvasást tesz lehetővé. A tárgyasztal függőleges irányú mozgatásával állíthatjuk élesre a vizsgált ásványok képét. Ehhez a statívon található kereket használjuk, amelynek külső részét forgatva a kép durva beállítását, a belső, finomabban forgató részét a kép tökéletes beállítására használjuk.



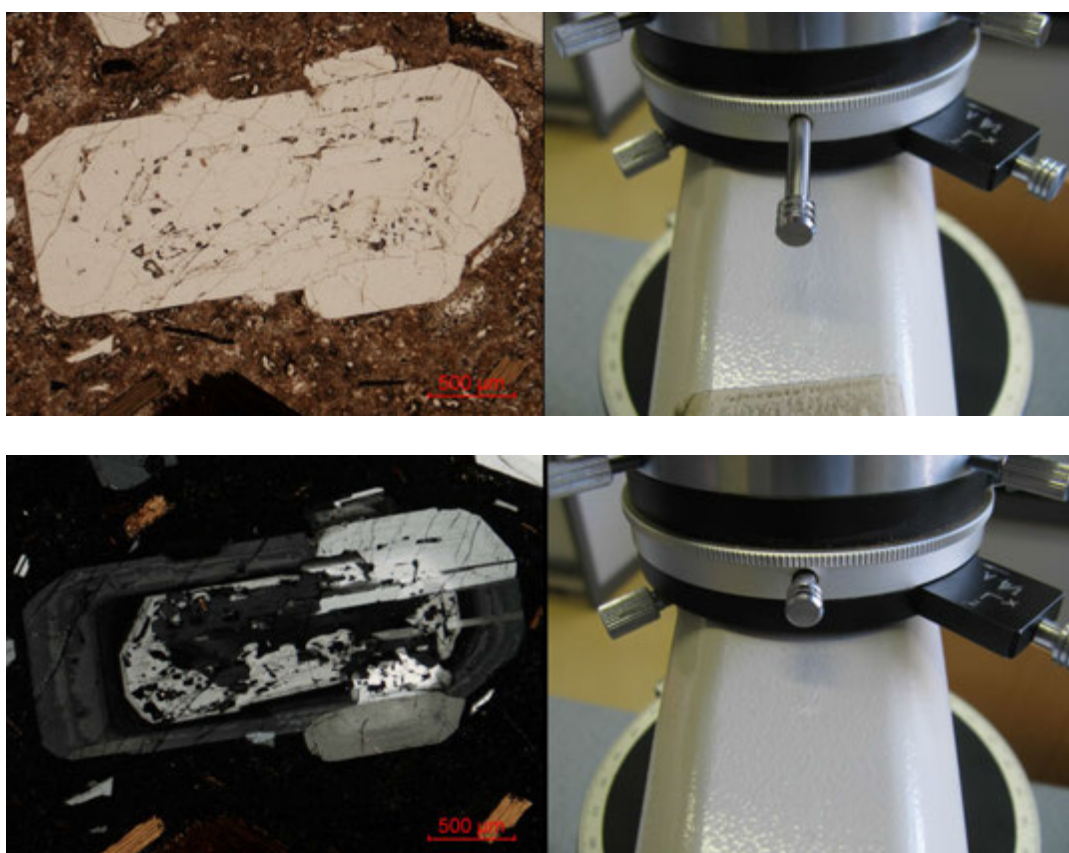
III.42. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp fokbeosztással ellátott forgatható tárgyasztala.

Polárszűrők: polarizátor és analizátor

Eredetileg a polárszűrőket víztiszta kalcitból készítették, ma már polaroid szűrőket alkalmaznak. A polarizátor a forgatható tárgyasztal alatt, fix helyzetben a mikroszkóp állványhoz rögzítetten helyezkedik el. Egyes mikroszkópok esetében azonban elforgatható. A polarizátor rezgésirányát a mikroszkópon jelzik, a korábbiakban ÉD irányú, újabban KNY irányú kezd inkább elterjedni, de ez általában a gyártótól függ. Az analizátor az objektív és az okulár között, került beépítésre, választható módon betolva (ún. keresztezett nikolos vizsgálatok; +N) vagy kiiktatva. (ún. egy nikolos vizsgálatok; 1N). Az analizátor általában szintén elforgathatóan kerül beépítésre. Az analizátor rezgésiránya a polarizátoréval 90° -ot zár be. Az analizátort betolva, amennyiben nincs ásványpreparátum a tárgyasztalon, a polarizátor és az analizátor egymásra merőleges rezgésiránya miatt nem jut fény a szemünkre, vagyis sötétet látunk. Minden mikroszkópos vizsgálat kezdete előtt érdemes ellenőrizni, hogy a nikolok pontosan keresztezett helyzetben vannak-e.



III.43. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp analizátora kihúzott (egy nikolos vizsgálat) és betolt (keresztezett nikolos vizsgálat) helyzetben.



III.44. ábra – Plagioklász mikroszkópos képe egy nikolos (kihúzott analizátor) és keresztezett nikolos (betolt analizátor) vizsgálat során.



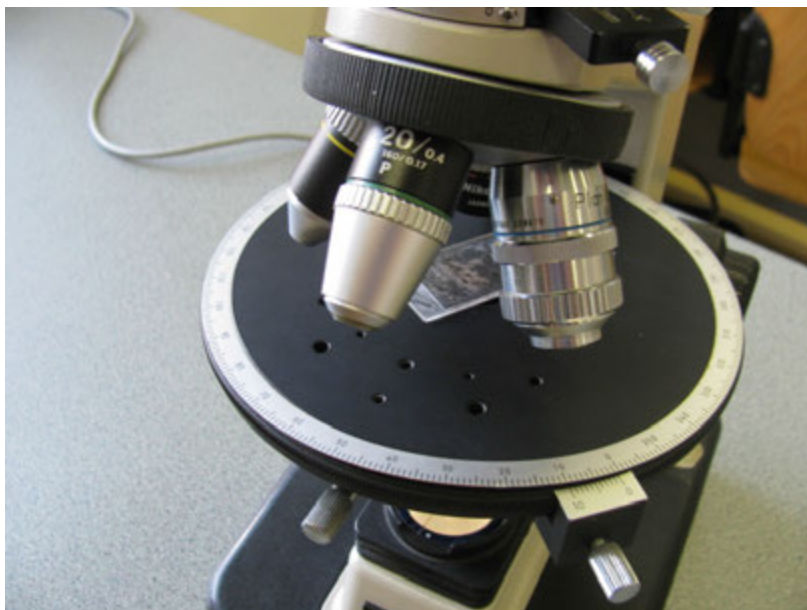
III.1. animáció: Plagioklász mikroszkópos képe egy nikolos (kihúzott analizátor) és keresztezett nikolos (betolt analizátor) vizsgálat során. A képre kattintva felváltva figyelhető meg a két vizsgálati mód.



III.45. ábra – A polarizációs kőzettani mikroszkóp használata során az analizátor és polarizátor rezgésirányának pontosan 90° -ban kell állnia

Objektívek

A modern mikroszkópok esetében ún. revolveres objektívfoglatban általában 4-5 különböző nagyítású objektívet helyeznek el, amelyek a revolverház recés foglatának segítségével egyszerűen váltogathatók. Feltétlenül tartasuk be azt a szabályt, hogy az objektívekhez nem nyúlunk a változás során!



III.46. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp objektívjei forgatható revolveres objektívfoglatban.

Okulár

Az okulár a mikroszkóp tubus tetején helyezkedik el. A ma használatos mikroszkópoknál binokuláris okulárt építenek be, amelyek a szemtávolságnak megfelelően beállíthatók. Az egyik (általában jobboldali) okulár tartalmazza a beosztásos száleresztet, amely vízszintes tengelyen levő beosztások az ásványszemcsék méretének meghatározásában segítenek. Az okulárok közül az egyik élessége központilag, a másik egyedileg az okuláron állítható.



III.47. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp binokuláris okulárja. Az okulár széthúzásával állítható a megfelelő szemtávolság, az egyik okulár forgatásával pedig a szemnek megfelelő élesség.

Kondenzor egység

A forgatható tárgyasztal alatt közvetlenül található a kondenzor egység, amelyen egyrészt egy beiktatható ún. előtétlencse foglal helyet, amivel a párhuzamos fénynyaláb kúpossá tehető. Ezt az optikai jelleg meghatározásánál, a tengelykép előállításánál használjuk (nem tárgyaljuk a könyvben).



III.48. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp tárgyasztal alatti kondenzor egysége.

Fényrekesz szűkítő (írisz diafragma)

A kondenzor egységhez szorosan kapcsolódóan található az alsó fényrekesz szűkítő, aminek leszűkítésével a mikroszkópi kép kontrasztosabbá tehető. A normál használatkor ezt a fényszűkítőt kb 1/3-ig esetenként feléig nyitjuk ki. A relatív törésmutatók meghatározásánál, a Becke-vonal vizsgálatánál erősen leszűkített írisz diaframmával kell használnunk a mikroszkópot.

Segédlemezek

A tárgyasztal és a mikroszkóp tubus között (vagyis az objektívek és az okulár között) találunk egy diagonális helyzetű (a polarizátor és az analizátor rezgésirányaival 45° -ot bezáró) rést, amibe az ún. segédlemezeket, illetve a kvarcéket (ha van a mikroszkóphoz) tolhatjuk be. Ezek az interferenciaszínek pontosabb meghatározásához, valamint az ásványmetszet addíciós vagy szubtraktív helyzetének meghatározásához szolgálnak.



III.49. ábra – Polarizációs kőzettani mikroszkóp felső részén, diagonális helyzetben található segédlemez..

Bertrand lencse

A mikroszkóp tubus alatt egy beiktatható lencse található (Bertrand-lencse) amely bekapcsolásával a tengelykép nagyítására és így jobb megfigyelésére szolgál.

A mikroszkóp centrálása

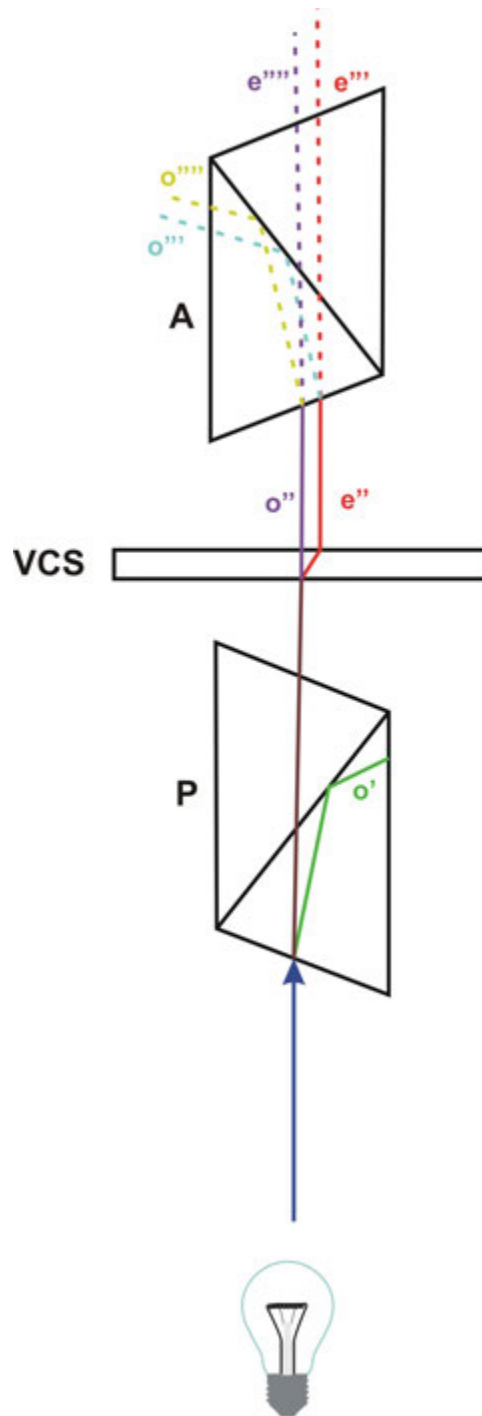
Munkánk során fontos, hogy jól centrált mikroszkóppal dolgozzunk, különösen fontos ez a nagy nagyítású objektívek használata esetén. A mikroszkópok becentrálását vagy az objektív foglalatán vagy – ritkább esetben – a tárgyasztal centrálásával az ennek megfelelő csavarokkal végezhetjük. A centrálás során egy jól azonosítható pontot keresünk a vékonycsiszolatban, majd azt a szátkereszt középpontjába helyezzük. Ezután a tárgyasztalt folyamatosan körbeforgatva megfigyeljük, hogy a pont milyen körmetszetet ír le egy körbeforgatás során, és a centráló csavarokkal ennek a körnek az elméleti középpontjába csúsztatjuk el a pontot.



III.16. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a polarizációs kőzettani mikroszkóp használatát

A fény útja a mikroszkópban

A mikroszkóp fényforrásából érkező rendes fény a polarizátorban kettőtörést szenved, ennek eredményeként egy ordinárius (o') és egy extraordinárius (e'), egymásra merőlegesen rezgő poláros fényre törnek. A polarizátort úgy alakítják ki, hogy az ordinárius sugár teljes visszaverődést szenved, és csak az extraordinárius halad tovább a tárgyasztalon elhelyezett ásványszemcse irányába. Ebbe lépve (amennyiben az nem izotróp anyag, illetve nem kioltási helyzetben van, vagyis saját rezgésirányai nem egyeznek meg az e' rezgésirányával) újra kettőtörnek, ismét egy ordinárius (o'') és egy extraordinárius (e'') rezgésű sugárra, majd továbbhaladnak. Belépve az analízátorba újra kettőtörést szenvednek két-két ordinárius (o''' és o'''') és extraordinárius (e''' és e'''') sugár alakul ki. Ezek közül az analízátorban a két ordinárius sugár teljes visszaverődést szenved, a két extraordinárius sugár pedig - kielégítve az interferencia létrejöttének feltételeit (azonos fényforrásból származnak, egy síkban rezegnek, és útkülönbség van közöttük) - interferál egymással (Az interferenciaszínekről részletesebben a III.4-es fejezetben olvashatunk).



III.50. ábra – A fény útja a mikroszkópban. P=polarizátor; vcs=vékonycsiszolat; A=analizátor. Részletes magyarázat a szövegben

III.5. Kőzettani vékonycsiszolat készítése

1. Megfelelő méretű sík felület létrehozása a mintadarabon

- a) kemény, vízállékony anyagoknál nedves vágással
- b) kemény, de vízben oldódó, széteső anyagoknál száraz vágással
- c) puha, könnyen széteső anyagoknál fűrészeléssel, reszeléssel, dörzsöléssel, töréssel



III.17. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a kőzetsvágásnál szükséges védőöltözetet.



III.18. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogyan vágunk le nagyobb szeletet a mintából.

2. A teljes mintadarab kiszárítása, előmelegítése legfeljebb 50 °C-on (kivéve 1.a)

3. A később felragasztandó felület szilárdítása (átitítás, mélybeágyazás) (kivéve 1.a)

- a) durvaszemcsés, durvaporózus anyagoknál tiszta műgyantával (1 óra szilárdulás)
- b) finoman porózus, agyagos mintánál alkohollal hígított műgyantával (1 óra szilárdulás)



III.19. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogyan itassuk be műgyantával a mintát.

4. A mintadarabból vékony (0,5-1 cm) szelet kivágása

- a) kemény, vízállékony anyagnál nedves vágással
- b) vízben mállékony kőzetnél száraz vágással



III.20. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogyan vágunk le csiszolat méretű darabot a vizsgálandó kőzetből.



III.21. videó: Vágás után nagyon fontos a vágógép tisztítása. Ezt a képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be.



III.22. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be, hogyan mossuk le a mintát vágás után.



III.23. videó: A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a frissen mosott minta kézi szárítását nagynyomású levegővel.

5. teljes mintadarab előmelegítése max. 50 celsius fokon (kivéve 4.a)

6. mintadarab újabb műgyantás beágyazása teljes átítatásig (kivéve 4.a)

- a) durvaszemcsés, durvaporózus anyagoknál tiszta műgyantával
- b) finoman porózus, agyagos mintánál alkohollal hígított műgyantával

7. mintadarab felületének előkészítése felragasztáshoz, fokozatos finomítással

- a) vízállékony anyagoknál nedves csiszolással (4.a)
- b) vízben mállékony anyagnál száraz csiszolással (4.b)



III.24. videó: A levágott minta egyik felét nagyon simára kell csiszolni, ezt a legdurvább csiszolóporon kezdjük (SiC csiszolóport használunk, melynek szemcsemérete annál kisebb, minél nagyobb számmal jelölik a port). A képre kattintva egy videofelvételen mutatjuk be a csiszolást a legdurvább, '100'-as poron.



III.25. videó: A csiszolást egyre finomabb porokon folytatjuk. A képre kattintva a '300'-as poron való csiszolást mutatjuk meg videofelvételen.



III.26. videó: A csiszolást az '500'-as poron folytatjuk. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.27. videó: A csiszolást a '600'-as poron folytatjuk. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

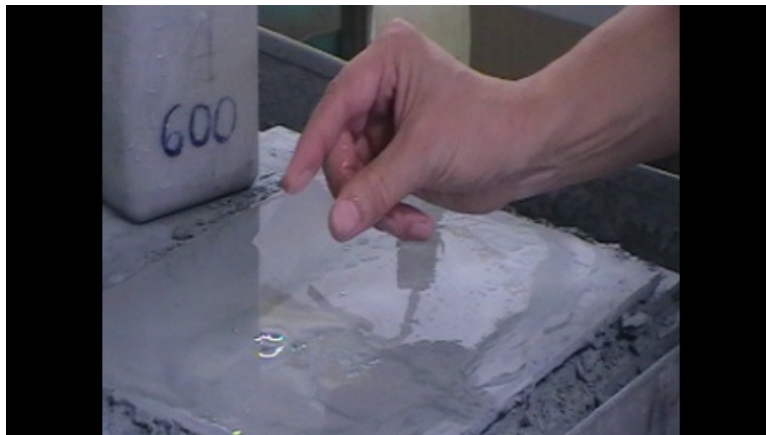


III.28. videó: Végül a '800'as por következik. A vizsgált minta egyik oldalának csiszolását itt befejezzük. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.29. videó: Csiszolás után megmossuk, megszáritjuk a mintát. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

8. tárgylemez (vékony, méretre szabott üveglap) előkészítése ragasztáshoz (egyik felületének mattítása, széleinek, sarkainak tompítása nedves csiszolással)



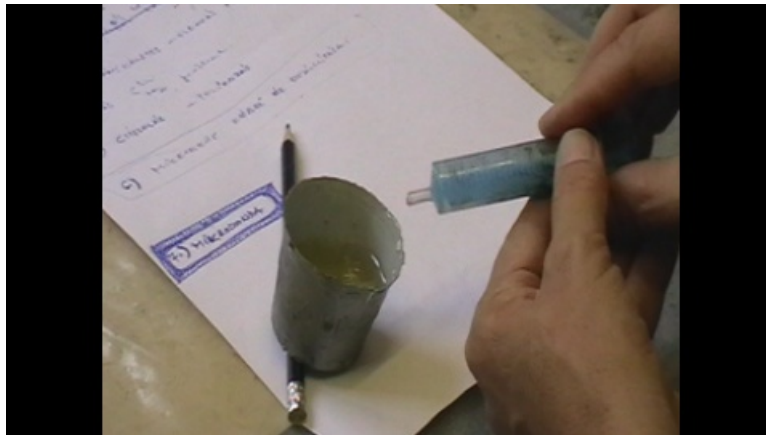
III.30. videó: A mintát egy üveg tárgylemezre kell felragasztani, ennek egyik oldalát a '600'-as poron megcsiszoljuk. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

9. előkészített tárgylemez és mintadarab szárítása, feliratozása ceruzával, előmelegítése max. 50 celsius fokon



III.31. videó: A tárgylemez lecsiszolt oldalára könnyedén rá tudjuk írni a minta nevét. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

10. kőzetszelet tárgylemezre ragasztása tiszta, nem hígított műgyantával (1 óra szilárdulás)



III.32. videó: A minta ragasztásához – akár csak a beöntéséhez – műgyantát kell készíteni. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.33. videó: Ezt követően felragaszthatjuk a mintát a tárgylemezre. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

11. fölösleges műgyanta eltávolítása a tárgylemez hátuljáról éles fém eszközzel

12. fölragasztott kőzetszelet nagy részének levágása kb. 250 µm vastagságig



III.34. videó: Miután a műgyanta megkötött, a minta jelentős részét vékony vágókoronggal levágjuk róla. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

13. kőzetszelet tárgylemezen maradt részének gépi koptatása kb. 100 µm vastagságig



III.35. videó: Csiszolókorong segítségével tovább vékonyítjuk, koptatjuk a mintát. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

14. kőzetszelet tárgylemezen maradt részének kézi koptatása 30 µm vastagságig



III.36. videó: Tovább koptatjuk a mintát kézi csiszolással, a '600'-as poron kezdünk. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.37. videó: Rövid csiszolás után mikroszkópban ellenőrizzük a vékonycsiszolat vastagságát. Ezt többször is megismételhetjük. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.38. videó: Folytatjuk a csiszolást a '800'-as poron. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.



III.39. videó: A csiszolást az '1000'-es poron fejezzük be. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

15. vékonycsiszolat szárítása, előmelegítése max. 50 celsius fokon

16. vékonycsiszolat polírozása (amennyiben kémiai elemzéseket szeretnénk végezni a csiszolaton)



III.40. videó: A mintát igen finom gyémántpasztán tökéletesen simára polírozzuk. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

17. vékonycsiszolat fedése vékony üveglemezzel, nem higított műgyantával (amennyiben nem szeretnénk kémiai méréseket végezni a csiszolaton, ellenben hosszú ideig szeretnénk garantálni annak épségét)

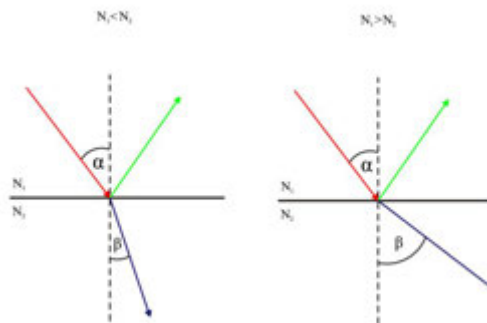


III.41. videó: A mintát, ha kell, a ragasztáshoz hasonlóan, csak a tárgylemeznél kisebb, vékonyabb fedőlemezzel lefedjük. A képre kattintva erről tekinthető meg videofelvétel.

18. főlölesleges műgyanta bevonatok eltávolítása a csiszolatról éles fém eszközzel

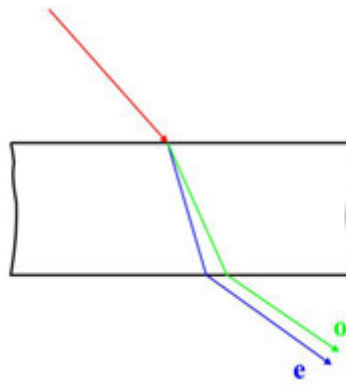
III.6. Magmás kőzetek mikroszkópos vizsgálata

Két egymástól eltérő törésmutatójú közeg határára érkező fénysugár a másik közegbe hatolva megtörik. Ha a sugár optikailag ritkább közegből sűrűbb közegbe jut, akkor a beesési merőleges felé, ha sűrűbből ritkábbba jut, akkor a beesési merőlegestől törik. Ez utóbbi esetben egy, a két közeg egymáshoz viszonyított sűrűségértékétől függően van egy határszög, amikor a fény teljes visszaverődést szenved. A beesési szög és a törési szög sinusának hányadosa adja meg az ún. törésmutató értéket.



III.51. ábra – Fénytörés két eltérő törésmutatójú közeg határán. Ha kisebb törésmutatójából érkezik a fény a nagyobbba, akkor a beesési merőlegeshez törik ($N_1 < N_2$; $\alpha > \beta$), míg ellenkező esetben a merőlegestől törik ($N_1 > N_2$; $\alpha < \beta$).

A nem szabályos rendszerű ásványok esetében (ún. anizotróp ásványok) a beérkező fénysugár azonban nem csak egyszerűen megtörik, hanem két sugárra válik ketté. Az egyik követi a Snellius-Descartes törvényt, és minden irányban egyforma sebességgel halad, ezt rendes vagy ordinárius sugárnak nevezzük. Ezzel szemben a másik, rendellenes vagy extraordiárius sugár sebessége (és így fénytörése is) irányfüggő, a különböző irányokban eltérő sebességű, illetve törésmutatójú. A szabályos rendszerű ásványok valamint az amorf anyagok esetében (izotróp ásványok) nem történik kettőtörés, ezeknél a megtört fény minden irányban azonos sebességgel halad.



III.52. ábra – Fény kettőtörése optikailag anizotróp közegbe érkező.

Azt a felületet, amely az egy pontból kiinduló fénynek egy adott időpillanatban minden irányban a rendkívüli törésmutatója nagyságának felel meg, indikatrixnak nevezzük.

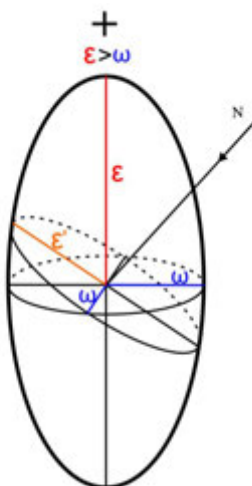
A fentiek alapján, ha egy izotróp ásvány testközéppontjából kiinduló fénysugár, egy adott idő alatt a tér minden irányában azonos távolságot tesz meg, vagyis egy gömbfelületet ír le. Ugyancsak gömbfelülettel jellemezhető az anizotróp ásványok ordinárius sugarának a felülete. Az extraordinárius sugár viszont egy adott idő alatt egy ellipszoiddal jellemezhető felületre jut el. Ez az ellipszoid a főtengetyes ásványok (tetragonális, hexagonális, trigonális) esetében forgási ellipszoid, a rombos, monoklin és triklin ásványoknál pedig egy háromtengetyű ellipszoiddal leírható felület lesz.

A forgási ellipszoid metszetei egy kivétellel ellipszoidok, az egyetlen kör alakú metszete a forgástengelyre merőleges metszet (ez a kristálytani „c” tengellyel egyezik meg, ezt nevezzük optikai tengelynek is, ezek az egy optikai tengelyű ásványok. A függőleges tengelyt ϵ -nal, a rá merőleges tengelyeket ω -val jelöljük, amelyek egyben az illető extraordinárius, illetve ordinárius sugár törésmutatójának felelnek meg.

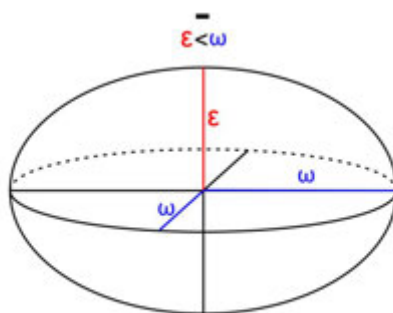
A háromtengetyű ellipszoid három főtengetye α , β és γ , az α a legkisebb, a γ a legnagyobb, a β az ezekre merőleges, köztes érték, egyben a törésmutatók jellemzésére is szolgálnak. A háromtengetyű ellipszoidnak két körmetszete van, az ezekre merőleges tengely a két optikai tengely, ezért ezeket két optikai tengelyű ásványoknak nevezzük.

Definíciószerűen az egy optikai tengelyű ásványoknál pozitívnak nevezzük azokat, amelyeknél $\epsilon > \omega$, és negatívak azok, amelyeknél $\epsilon < \omega$.

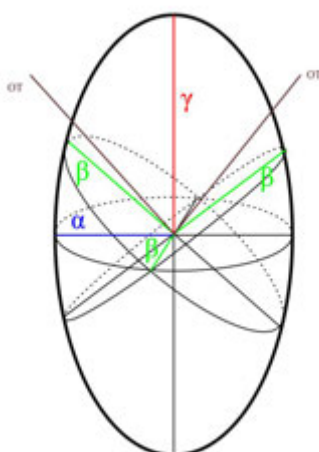
A két optikai tengelyű ásványoknál pozitívak azok, amelynél a két optikai tengely hegyes szögfelezője a γ fő törésmutató iránya, és negatívak azok, amelyeknél a hegyes szögfelező az α fő törésmutató irányába néz.



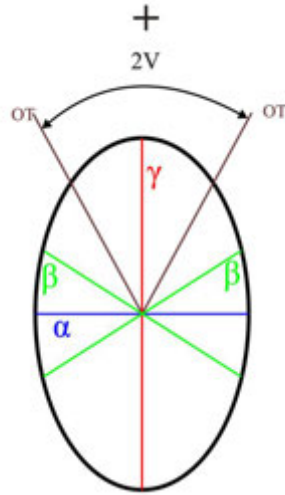
III.53. ábra – Egy optikai tengelyű, optikailag pozitív ásvány indikatrixa. Az ω törésmutatójú (sugarú), egyetlen izotróp metszetet vízszintes kör mutatja. Részletes magyarázat a szövegben.



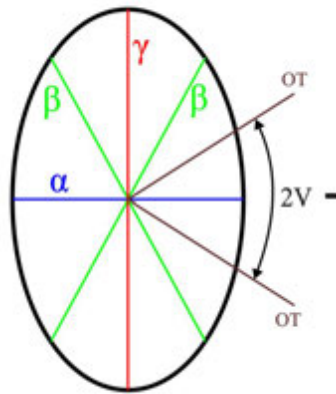
III.54. ábra – Egy optikai tengelyű, optikailag negatív ásvány indikatrixa. Az ω törésmutatójú (sugarú), egyetlen izotróp metszetet vízszintes kör mutatja. Részletes magyarázat a szövegben.



III.55. ábra – Két optikai tengelyű ásvány indikatrixa. A β törésmutatójú (sugarú), az optikaitengelyekre (OT) merőleges két izotróp metszetet egy-egy kör mutatja. Részletes magyarázat a szövegben.

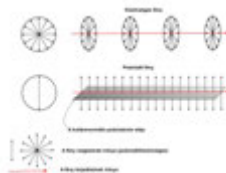


III.56. ábra – Két optikai tengelyű, optikailag pozitív ásvány indikatrixának metszete az optikai tengelyek által bezárt szöggel ($2V$). Részletes magyarázat a szövegben.



III.57. ábra – Két optikai tengelyű, optikailag negatív ásvány indikatrixának metszete az optikai tengelyek által bezárt szöggel ($2V$). Részletes magyarázat a szövegben.

A fény transzverzális hullámként terjed, vagyis olyan fényvektorokkal jellemezhető, amelyek iránya a fény terjedési irányára merőleges. A poláros fényt a rendes fénytől az különbözteti meg, hogy amíg a rendes fény esetében a terjedés irányára merőlegesen minden irányban rezeg a fény, a poláros fény esetében ez a rezgés egy meghatározott irányban történik csak.



III.58. ábra – A közönséges és a poláros fény közti különbség.

A polarizációs (petrográfiai) mikroszkópos vizsgálatok alapvetőek egy magmás kőzet vizsgálata során.

A polarizációs petrográfiai mikroszkópos vizsgálatokat 1 nikollal (1N), vagyis polarizált síkfénnyel és keresztezett nikolokkal (+N) végezhetjük, attól függően, hogy az analízátort nem használjuk (1N) vagy használjuk (+N). Egyes tulajdonságokat csak 1 nikollal (pl szín, pleokroizmus, törésmutató), másokat csak +nikolokkal (pl. interferenciaszín)

figyelhetünk meg, emellett vannak olyan tulajdonságok, amelyeket elsősorban I nikollal vizsgálunk, de +N-kal is megfigyelhetők (pl. alak, hasadás).

Az ásványok meghatározása, leírása során az alábbi vizsgálati módokat alkalmazzuk

I nikol:

- alak
- szín, illetve színváltozás (pleokroizmus)
- hasadás
- törésmutató – viszonylagos érték két ásvány vagy egy ásvány és a beágyazó közeg között

Keresztezett nikolok:

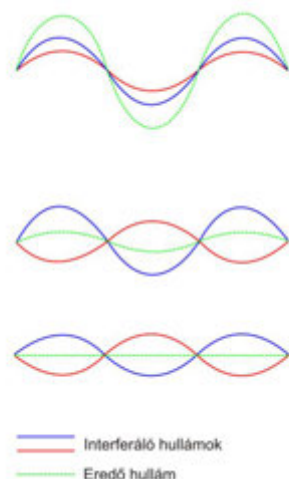
- interferenciaszín (kettőtörés mértéke) → maximális interferencia szín
- kioltási szög
- főzónajelleg (gyorsabb és lassabb fényterjedési irányok meghatározása)
- optikai jelleg (konvergens fényben) – *ezzel jelen könyvben csak érintőlegesen foglalkozunk*
- ikresedés és zónásság

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során a kőzetet alkotó ásványok optikai tulajdonságainak megfigyeléséből, és az ismeretanyag összegzéséből tudjuk meghatározni az egyes ásványokat.

A fenti vizsgálatokon túlmenően a mikroszkópos vizsgálatok során az ásványok mérete, kapcsolódása, eloszlása, egymáshoz viszonyított mennyisége alapján a kőzet szöveti tulajdonságait tanulmányozhatjuk, amiből az ásványok és a kőzetek képződési körülményeire következtethetünk. Az egyes ásványok zárványainak megfigyeléséből következtethetünk egyes ásványok kristályosodásának időbeliségére. Végül információkat kaphatunk az egyes ásványok átalakulására, amiből a kőzetet ért utóhatásokra következtethetünk.

Az egyes vizsgálatok részletes tárgyalása előtt ki kell hangsúlyozzuk, hogy a mikroszkópos vizsgálatoknál az egyes kőzetalkotó ásványok tulajdonságait kell meghatározni, amit az egyes ásványok vékonycsiszolatban előforduló metszeteik tulajdonságából határozzunk meg. Vagyis az adott ásvány egyes szemcséinek, különböző orientációjú metszeteiken észlelhető, az orientáció miatt esetenként nem teljesen azonos tulajdonságaiból kell összeraknunk az ásványra jellemző tulajdonságokat, és következtetnünk magára az ásványra. Ez azt jelenti, hogy sohasem egyetlen egy szemcséből határozzuk meg az ásványt (kivéve, ha az adott vékonycsiszolatban csak egyetlen szemcse található belőle). Erre azért van szükség, mert az egyes tulajdonságok a különböző orientációjú metszeteiken eltérő módon figyelhetők meg, sőt, lényeges az is, hogy az illető metszet az ásvány melyik részét (magját vagy a szegélyét) képviseli. Az egyes, az ásványokra különösen jellemző tulajdonságok csak néhány szemcsén láthatóak, és ezeket kell megtalálnunk ahhoz, hogy az ásványokat nagy biztonsággal meghatározzuk. Tehát a megfigyeléseinket mindig egy adott szemcsén végezzük, de összességében a meghatározáshoz és a leírás során az ásványt jellemezzük.

A kőzet leírása során az egyes ásványok leírásánál az 1N és +N tulajdonságaik közül azokat kell leírni, amelyek az adott ásványnál változnak, illetve a képződési körülmények szempontjából lényegesek. Így például feltétlenül leírandó a színes ásványoknál a szín vagy pleokroizmus, az ásványok alakja, habitusa, egyes ásványcsoportoknál (klinopiroxén, amfibol) a kioltási szög értéke, de nem szükséges a hasadást, a főzónajelleget és sok esetben az optikai jellegét leírni, vagyis azt, amit az ásvány meghatározása érdekében figyelünk meg. Feltétlenül le kell írni azonban az ásvány kőzetben való megjelenését, vagyis uralkodó méretét, a mennyiségét, előfordulási jellegét (pl. szórt vagy inhomogén eloszlású, esetleg zárványként fordul elő vagy milyen más ásványokkal társul stb.), vagyis a szöveti jellemzőit.

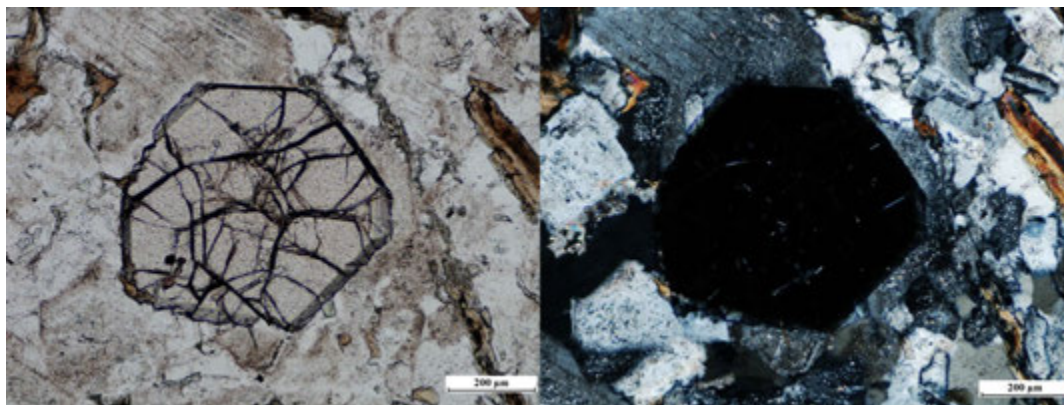


III.59. ábra – Interferáló fényhullámok.

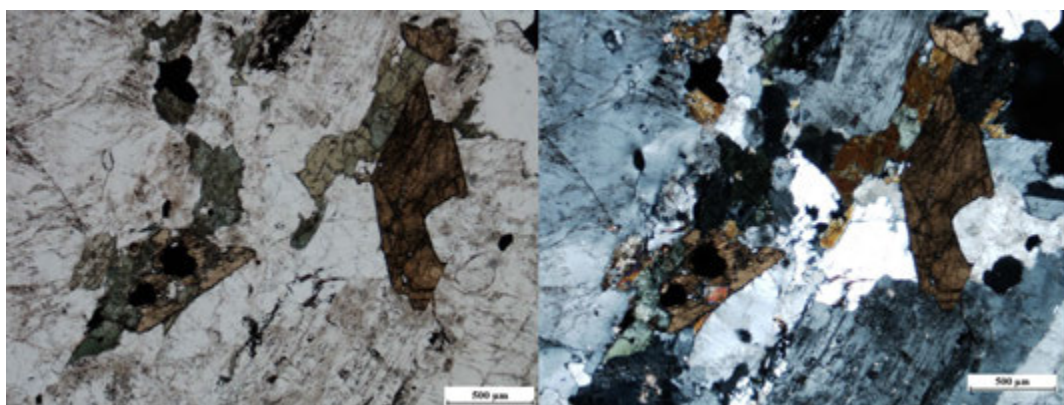
ALAK ÉS HABITUS

Az egyes ásványok alakja, kifejlődése jellemző az illető ásványra. Ez részben kristályrendszerükkel is összefügg, illetve még inkább azzal, hogy milyen kristálylapok fejlődnek kis rajtuk elsősorban. Mindemellett a kristályalakot gyakran befolyásolják a kristályosodási körülmények is, elsősorban a hőmérséklet. Például a gránátok izometrikusak, leggyakrabban rombtizenkettős formában fejlődnek, az apatit hexagonális prizma formában alakul ki, a piramislapok csak ritkák, a földpátok táblásak, a cirkon prizma és piramislapjainak egymáshoz viszonyított arányát a magma hőmérséklete és alkalinitása befolyásolja, stb.. A polarizációs mikroszkópban az egyes ásványok különböző orientációjú sík metszeteit látjuk, és ezekből kell összeraknunk az ásványra a kőzetben előforduló háromdimenziós alakot. Ezt sokszor az is nehezíti, hogy az ásványok a kőzetekben nem mindig tudják kifejleszteni minden kristálylapjukat, mert azt a szomszédos ásvány megakadályozza. Ezért minden ásvány esetén meg kell figyelni és rögzíteni a leírásnál, hogy sajátalakú (idiomorf, euhedrális), félig saját alakú (hipidiomorf, szubhedrális) vagy szabálytalan alakú (xenomorf, anhedrális) a kifejlődése. A sajátalakú ásványok esetében minden, vagy csaknem minden kristálylap kifejlődik, ami az egyes metszeteiken is látható mikroszkópban, a lapok szöveget zárnak be egymással, „sarkosan” érintkeznek. A hipidiomorf szemcsék esetében csak néhány lap (legtöbbször az ásvány egyik felén fejlődnek ki kristálylapok, de az ásványra jellemző kifejlődés (nyúlt, táblás stb.) még felismerhető. A xenomorf ásványok esetében kristálylapokat nem, vagy csak elvéve látunk, gyakran az ásvány és így a metszetek alakja sem jellemzi az ásvány valódi alakjait. Az amorf anyagok mindig szabálytalan alakokkal jelennek meg. Az alakú vizsgálatoknál tehát minél több szemcsét kell megfigyelnünk az adott ásványból, mert nem minden metszeten figyelhetők meg az alakra jellemző sajátságok. Különösen jellemző ez azokra az ásványokra, amelyek a tér különböző irányában teljesen más méretben jelennek meg, mint pl. az oszlopos, tűs, táblás vagy pikkelyes ásványokra. Ezeknél ugyanannak az ásványnak teljesen más metszeteit látjuk. Pl. egy oszlopos turmalin a megnyúlással párhuzamosan nyúlt, hosszú, lécszerű, arra merőlegesen közel izometrikus - sajátalakú szemcsé esetén - laposan tetőzött hatszöveget alkot, amelynek mérete közel azonos a lécszerű metszet vastagságával. A szabályos ásványok esetében a metszetek a legtöbb esetben izometrikusak. Ugyanakkor azt is figyelembe kell venni, hogy a vékonycsiszolatban a metszetek nem csak az ásvány közepéből, hanem a szegélyéről is kimetsződhetnek, illetve nagyon ferde metszetek is előfordulhatnak (vagyis nem a kristálytani tengelyekkel párhuzamosak), ebben az esetben különleges alakú, és az ásványra kevésbé jellemző metszeteket is kaphatunk, de ezek – nagyszámú szemcsé esetén ugyanabból az ásványból – általában ritkák. Pl. egy kocka alakú szemcséből is kaphatunk lécszerű metszetet, ha két érintkező lap élével, a kocka szegélyét vágjuk le, vagy akár egy nagyméretű hasábból is kaphatunk egy kis háromszög alakú metszetet, ha az egyik csúcsát vágjuk le.

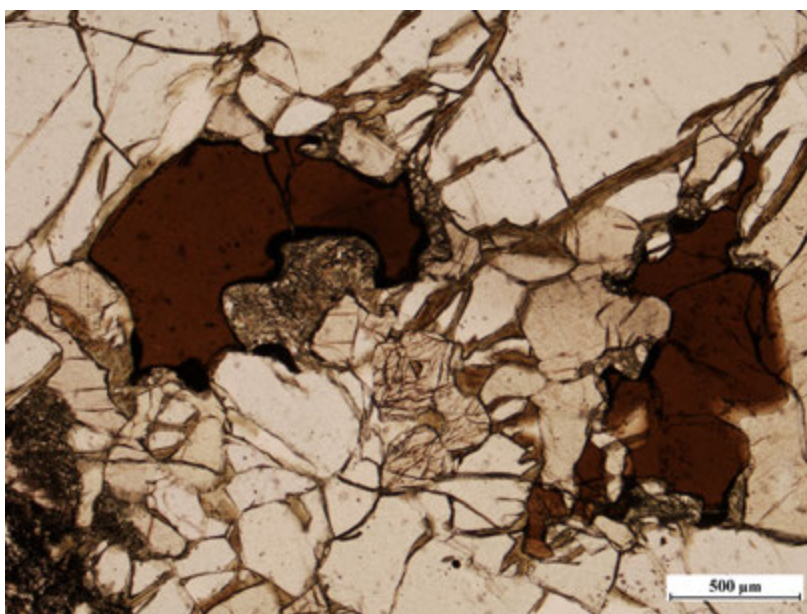
Összefoglalva az adott ásványból lehetőleg a legjellemzőbb, de mindenképpen több, különböző orientációjú szemcséből kell kialakítanunk az adott ásvány alakját, emellett az ásvány idiomorf, hipidiomorf vagy xenomorf jellegét is meg kell figyeljük és rögzítenünk.



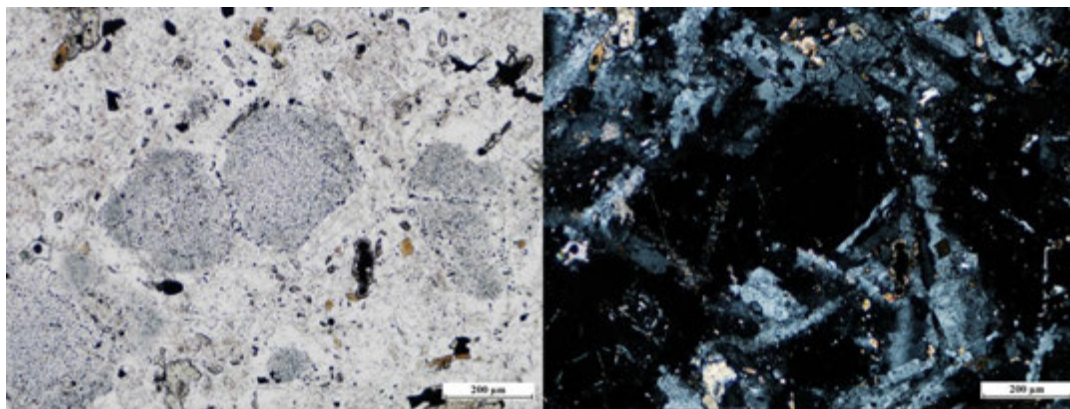
III.60. ábra – Sajátalakú (idiomorf) gránátkristály szarvaskői tonalitban. Balra 1N, jobbra +N.



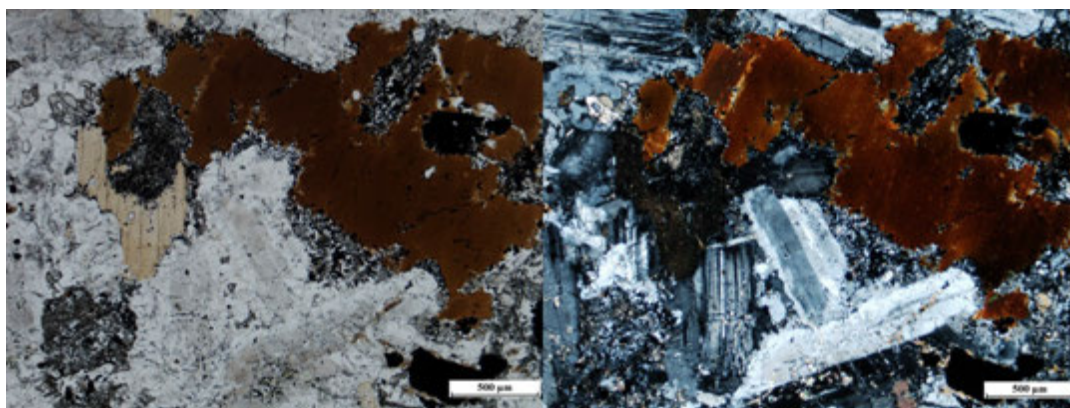
III.61. ábra – Félig sajátalakú (hipidiomorf) titanit szienitben. Balra 1N, jobbra +N.



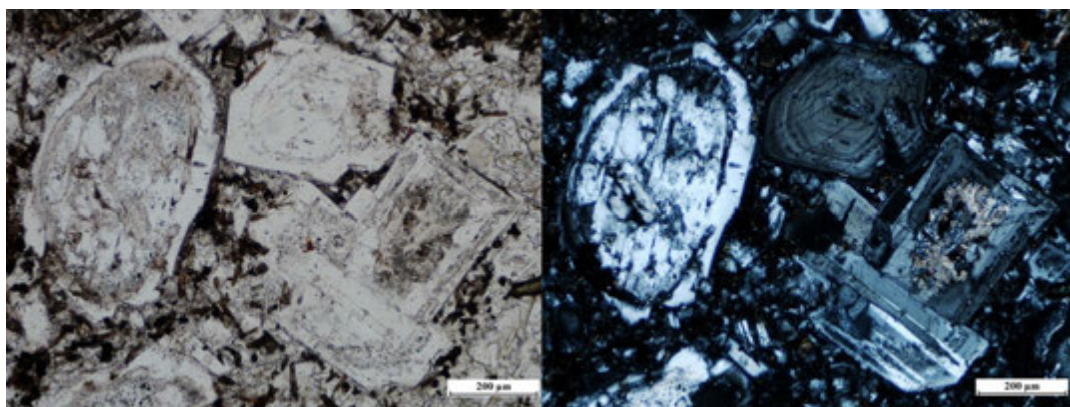
III.62. ábra – Szabálytalan alakú (xenomorf) pikotitok harzburgitban (Somoskő). 1N.



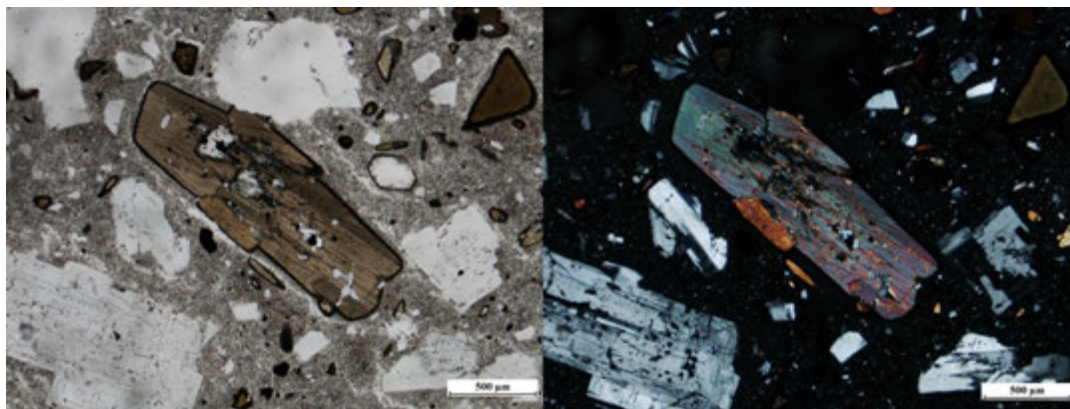
III.63. – Izometrikus szodalitkristályok fonolitban. Balra 1N, jobbra +N.



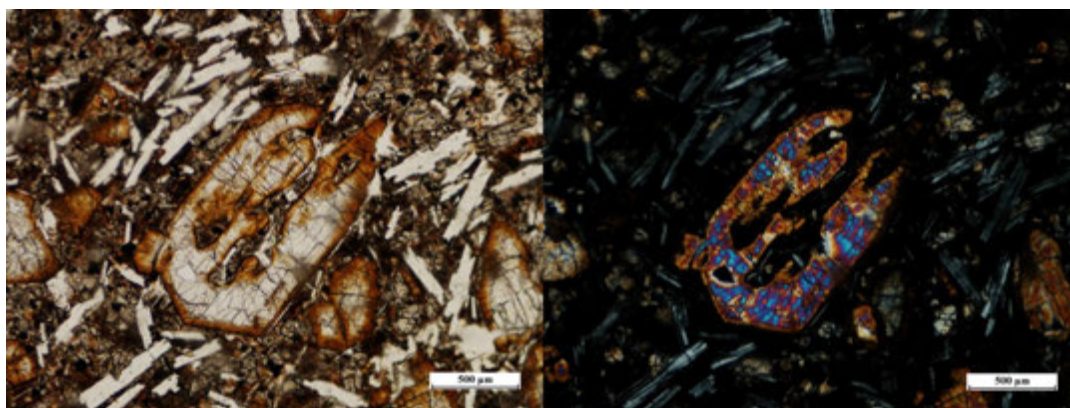
III.64. ábra – Pikkelyes biotit dioritban. Balra 1N, jobbra +N.



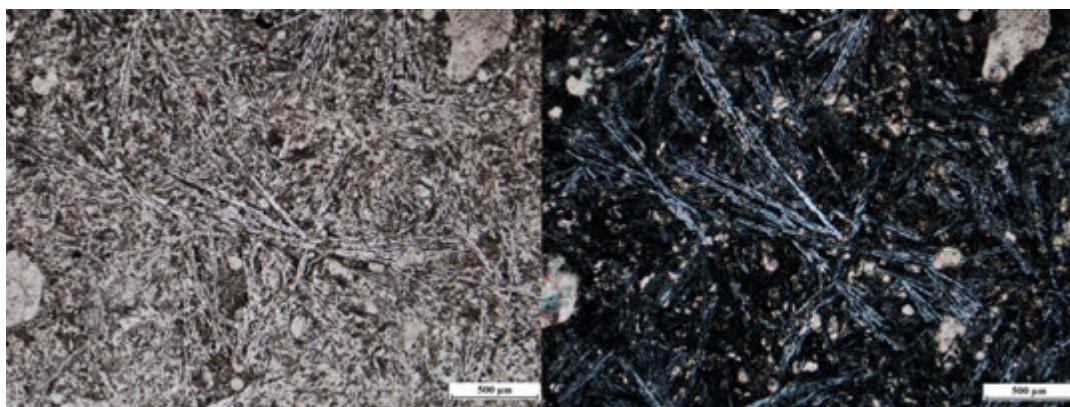
III.65. ábra – Táblás plagioklászok andezitben (Pilismarót). Balra 1N, jobbra +N.



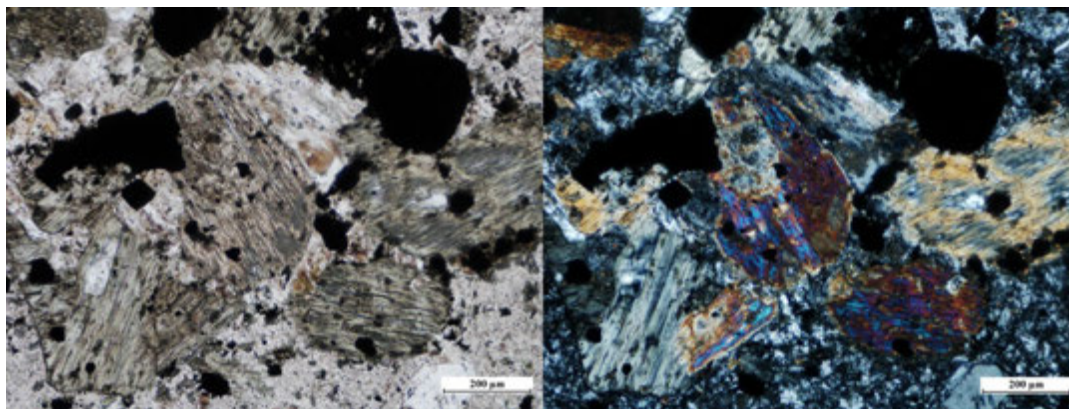
III.66. ábra – Oszlopos amfibol andezitben (Visegrád). Balra 1N, jobbra +N.



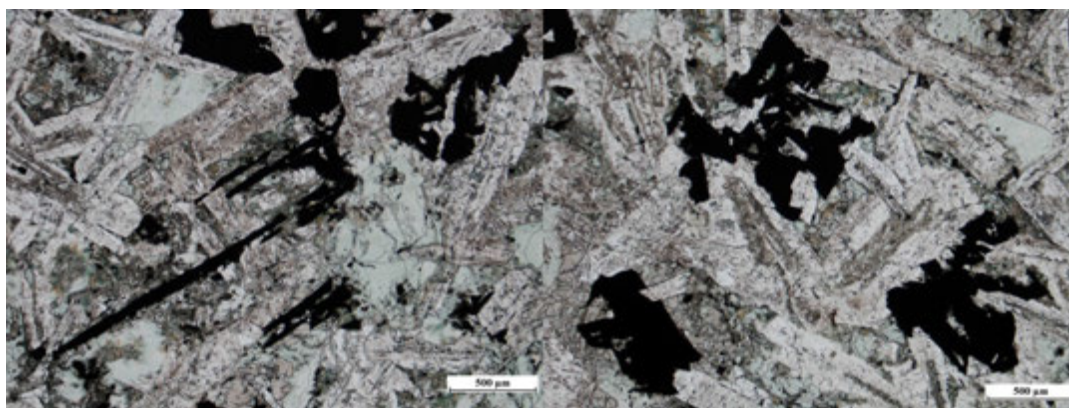
III.67. ábra – Léces plagioklászok olivin fenokristály mellett bazaltban (Balatonboglár). Balra 1N, jobbra +N.



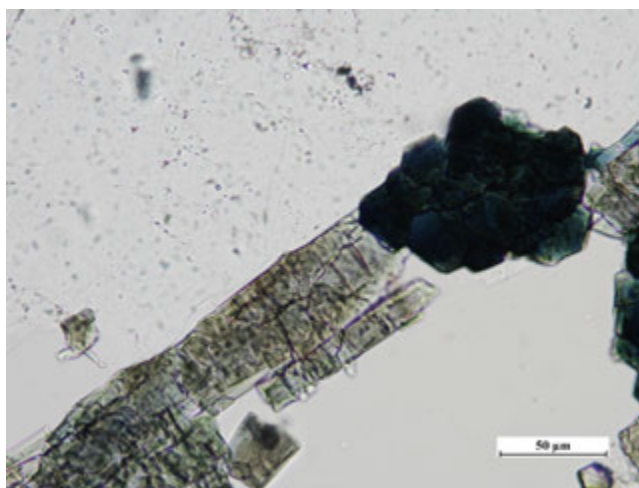
III.68. ábra – Tűs plagioklászok bazaltban (Darnó-hegy). Balra 1N, jobbra +N.



III.69. ábra – Uralitosodott (szálás amfibollá alakult) piroxének andezitben (Nadap). Balra 1N, jobbra +N.



III.70. ábra – Vázkristályos ilmenitek mikrogabbróban (Darnó-hegy). Balra 1N, jobbra +N.



III.71. ábra – Kétféle orientációjú turmalinok gránitban (Predazzo), 1N. A kétféle metszetet az alak (nyúlt és közel izometrikus) és a pleokroizmus is nagyon jól mutatja.

HASADÁS

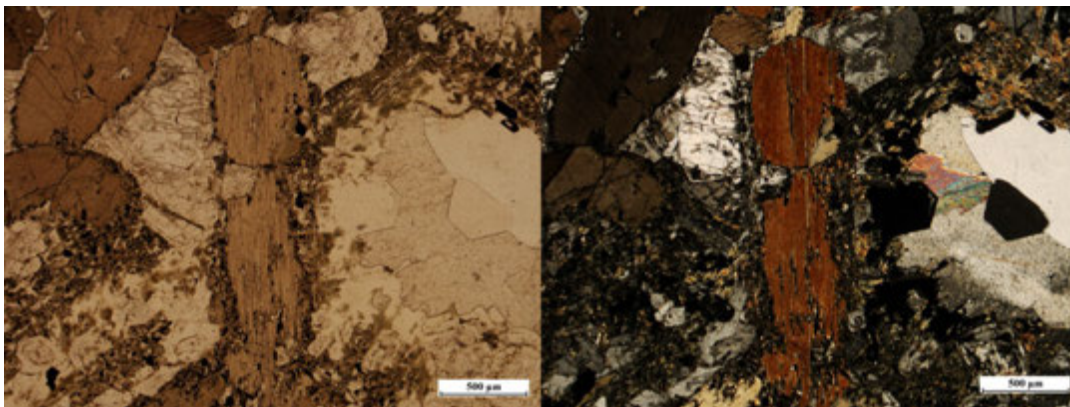
A hasadás az egyes ásványok fontos jellemzője. Általában valamely fő kristálylappal (és így valamelyik kristálytani tengellyel) párhuzamos. Jellemző, hogy mely irányokban, milyen lappal, lapokkal párhuzamosan, és mennyire jól vagy rosszul hasad az illető ásvány. Miután a csiszolatokban ásványmetszeteket látunk, az adott ásvány hasadási jellegeit – az alaki meghatározáshoz hasonlóan - szintén több szemcse segítségével tudjuk meghatározni. Fontos

megjegyezni, hogy amennyiben a hasadási sík és az ásványmetszet síkja mintegy 30° -nál kisebb szöget zár be egymással, a hasadás nem észlelhető azon a metszeten.

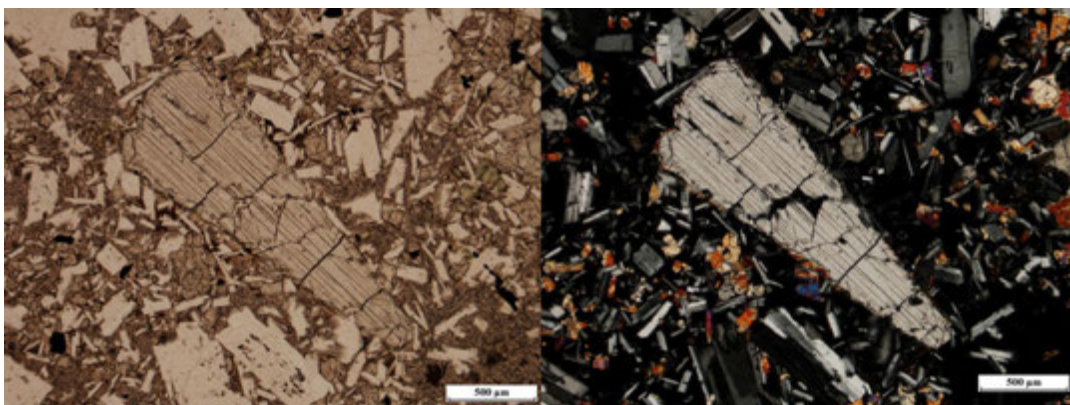
A hasadás lehet kitűnő, ez esetben nagyon vékony, éles, egymással teljesen párhuzamos, legtöbbször hosszan húzódó vonalat látunk a metszeten, lehet jó, amely valamivel vastagabb, de szintén egymással párhuzamosan lefutó vonalak formájában láthatók, gyenge, amelynek során vastag és nem teljesen egyenesen, kissé hajladozó vagy megtörő vonalakat látunk, lehet elválás, ennek során közel párhuzamos, de gyakran hullámos vastag vonalakat láthatunk. Egyes ásványok csak repedeznek, ezek vastag, orientálatlan, görbe vonalak formájában szelik át az ásványt.

A hasadás megjelenése egy ásvány esetén nyílt, félig nyílt vagy zárt formák szerint történhet. Ezt a kristályrendszer szintén meghatározza. Például egy pedion szerinti hasadás egyetlen egy sík szerinti hasadás jelent. Egy prizma szerinti hasadás elvileg négy hasadási síkot jelent, amelyek közül kettő egybevág. Ilyen hasadás jellemző például a piroxénekre és az amfibolokra, mindkét ásvány (110) szerint hasad. Ez a megnyúlással párhuzamos metszeten a megnyúlással párhuzamosan lefutó párhuzamos vonalak formájában látható. A megnyúlásra merőleges metszeten, viszont az (110) hasadáson kívül az ($1\bar{1}0$) szerinti hasadás is látható, ami ezeken a metszeten a hasadási nyomvonalak kétirányban, megfelelő szögben metszve egymást (a piroxének esetében 87° , az amfiboloknál 124°) láthatóak. Egy szabályos ásvány kocka szerint (100) hasadása három egymásra merőleges hasadási síkot jelent, ami azt jelenti, hogy a metszetek döntő többségén legalább két, egymást metsző (alkalmas metszet esetén merőlegesen) hasadási vonalat látunk.

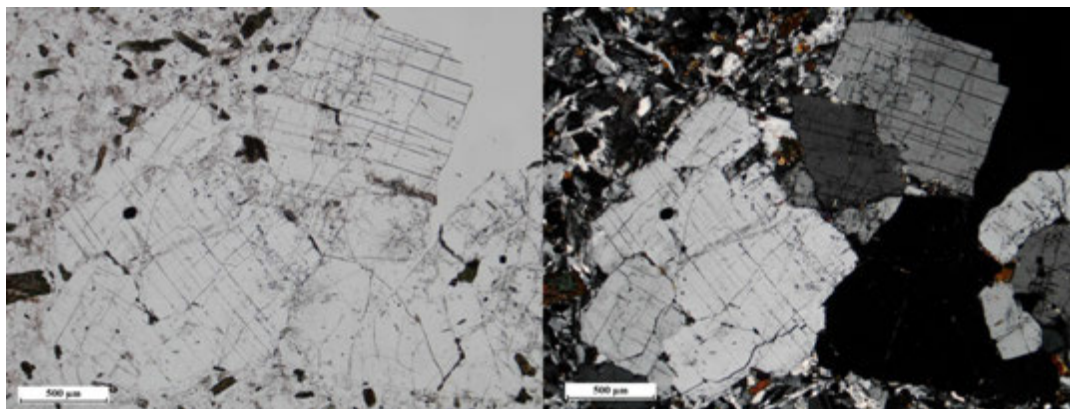
A hasadási nyomvonalak megfigyelése együtt az adott metszet alakjának meghatározásával sokat segíthet az ásványmetszet orientációjának pontos meghatározásában, amely néhány vizsgálatnál alapvető fontosságú lehet.



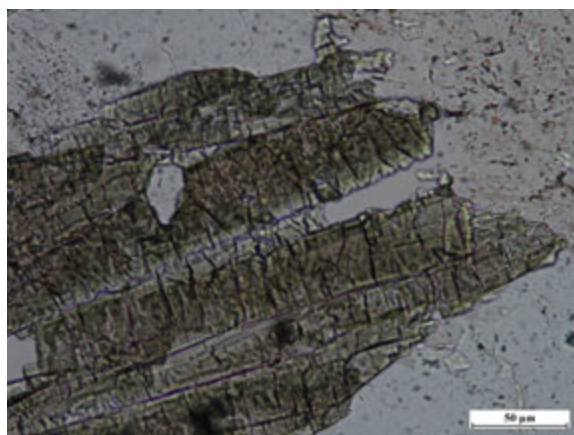
III.72. ábra – Kiváló hasadás amfibolon (andezitben, Sátorosi-kőfejtő). Balra 1N, jobbra +N.



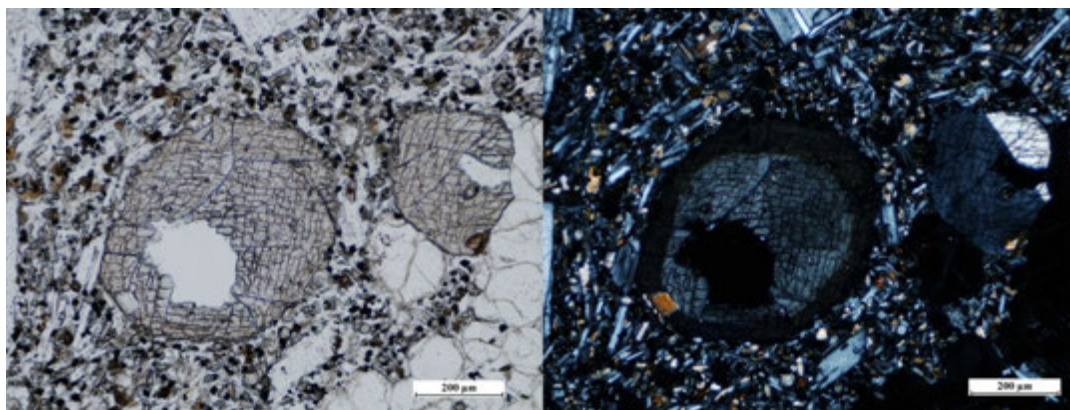
III.73. ábra – Jó hasadás ortopiroxénen (andezitben, Bér). Balra 1N, jobbra +N.



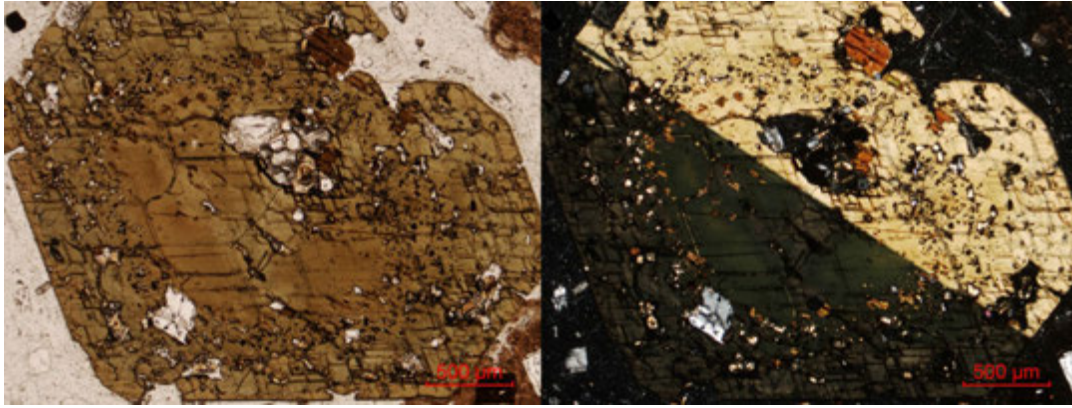
III.74. ábra – Gyenge hasadás nefelinen (fonolitban). Balra 1N, jobbra +N.



III.75. ábra – Megnyúlásra merőleges elválás turmalinon (gránitban, Predazzo), 1N.



III.76. ábra – Kétirányú hasadás egymásra közel merőleges nyomvonalai augiton (tefritben, Vezúv). Balra 1N, jobbra +N.



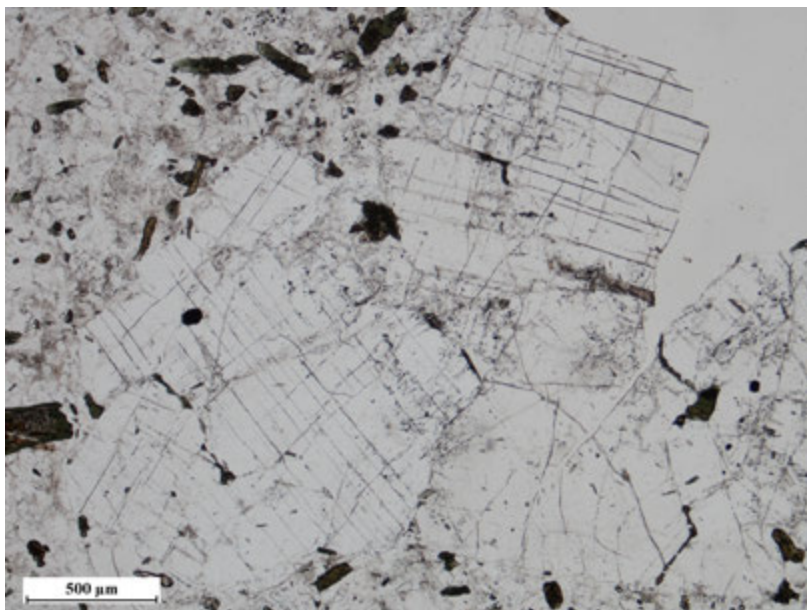
III.77. ábra – Kétirányú hasadás egymásra közel 120 fokos szöget bezáró nyomvonalai amfibolon (riolitban, Bükkalja). Balra 1N, jobbra +N.

SZÍN, PLEOKROIZMUS

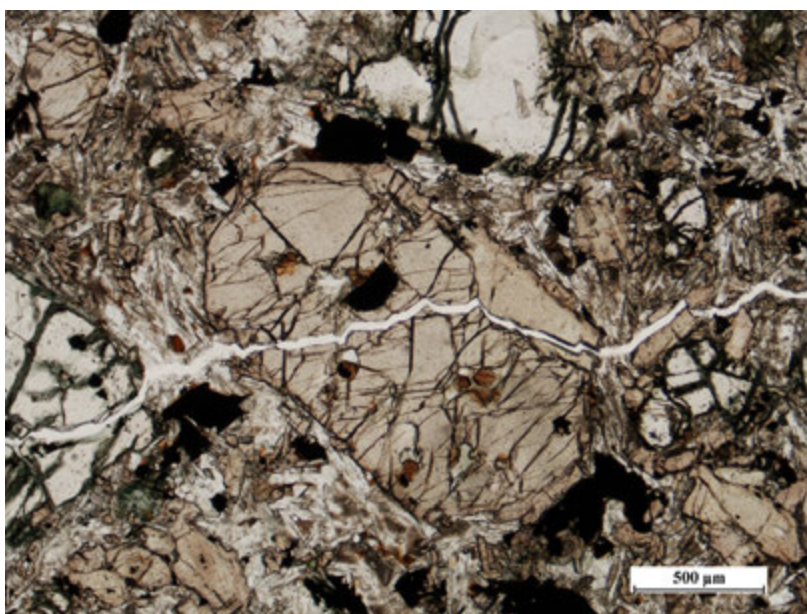
Az egyes ásványok bizonyos hullámhosszúságú fényemeket elnyelhetnek, és az áthatoló fényemek alakítják ki az ásványok polarizációs mikroszkópban egy nikollal megfigyelhető színét, illetve pleokroizmusát. Az ásványok ebből a szempontból lehetnek átlászóak (minden hullámhosszúságú fényememet átengednek), áttetszőek (csak bizonyos hullámhosszúságú fényt e át, a többit elnyelik; az ásvány színét az átengedett fény hullámhossza és azok intenzitása alakítja ki), valamint opak ásványok (az ásvány minden fényt elnyel). Polarizációs mikroszkópban csak az idiokrómás ásványok színesek, az allokrómásak nem (például a kvarc bármely változata szintelen a polarizációs mikroszkópban)

Miután a fényelnyelés szintén irányfüggő, ezért a szabályos rendszerű ásványok és az amorf anyagok kivételével a szín a tárgyasztal körbeforgatása során változik. Ennek intenzitása változó lehet, éppen csak észlelhető (pl. piroxének), gyenge, közepes vagy erős változásig (ez utóbbira példa a biotit). Fontos az ásvány megnyúlási viszonyainak és a pleokroizmus erősségének az összefüggése. Ezek szerint normál pleokroizmusról beszélünk ha a sötétebb színt az ásvány megnyúlásával párhuzamosan látjuk, és a világosabbat arra merőlegesen (a színes ásványok döntő többsége ilyen). Inverz a pleokroizmus, ha a világosabb színt látjuk az ásvány megnyúlásával párhuzamosan, és a sötétebbet arra merőlegesen (pl. turmalin). Az egyes ásványokra jellemző szín megnevezését az optikai főirányokban megjelenő színekkel jellemezzük. Ezek szerint az egyoptikai tengelyű ásványokat két színnel, a főtengellyel (c kristálytani tengely iránya) párhuzamos és az arra merőleges metszetekbe eső színnel jellemezhetjük. A kétoptikai tengelyű ásványok pleokroizmusát az α , β , és γ fő rezgésirányokkal párhuzamos metszetek színeivel jellemezzük, vagyis ezek meghatározásához legalább két metszet szükséges.

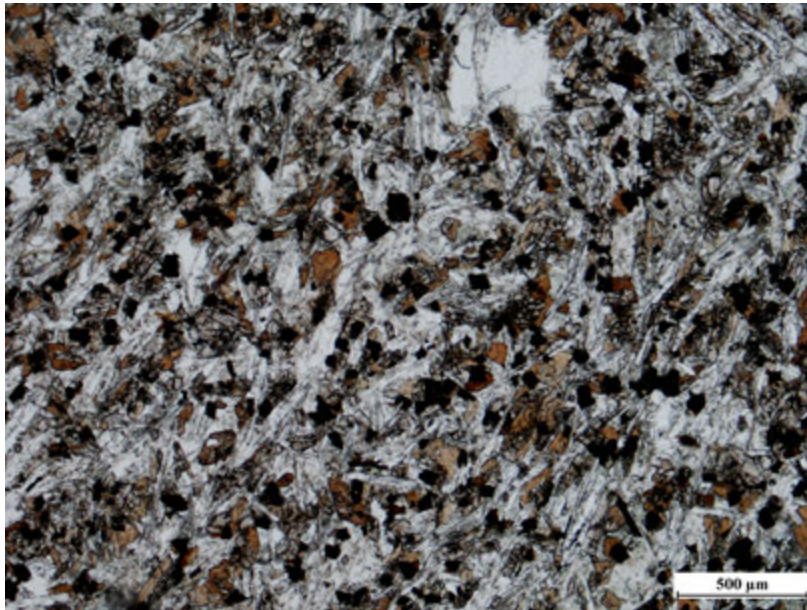
Az ásványok színe az összetételüktől függ elsősorban. Ezért azok az ásványok, amelyek kristályosodása során az ásvány összetétele is változik, gyakran zónásak (pl. egyes gránátok, turmalin, piroxén, amfibol stb.). Ennek megfigyelésére az ásványt középen elmetsző metszetek alkalmasak, ugyanis ha az ásvány szegélye metsződik el akkor csak a szegély színét látjuk a mikroszkópban.



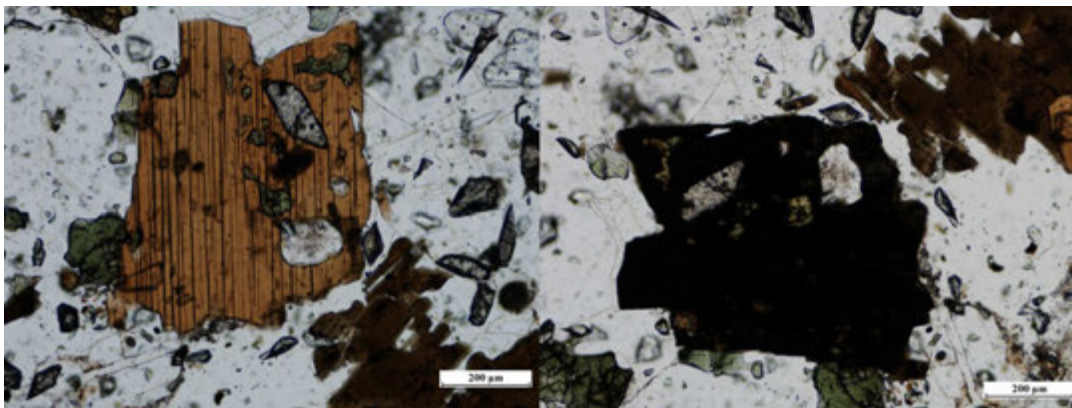
III.78. ábra – Színtelen ásvány: nefelin (fonolit), 1N.



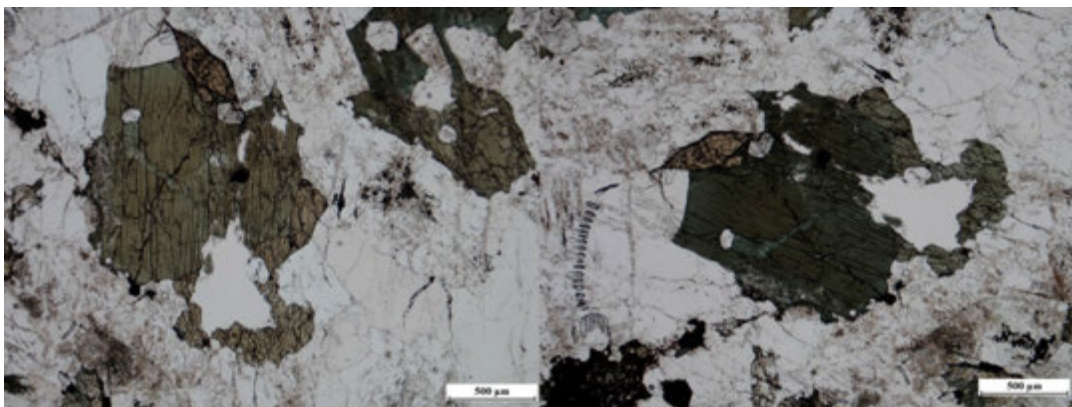
III.79. ábra – Áttetsző ásvány: titánaugit (bazaltban, Pécskő), 1N. Az ásvány a Ti-tartalom következtében halvány színnel rendelkezik.



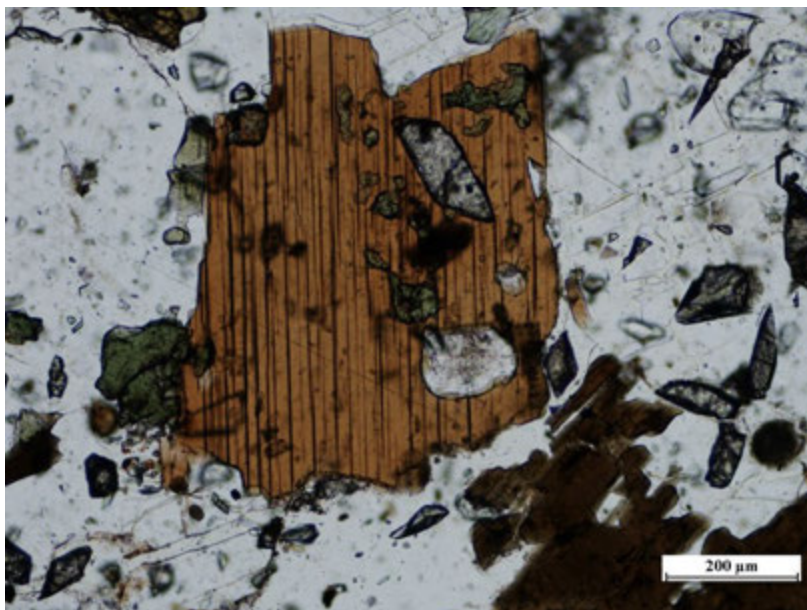
III.80. ábra – Opak ásvány: magnetit (kis, fekete, közel izometrikus szemcsék; bazanitban, Vasas), 1N.



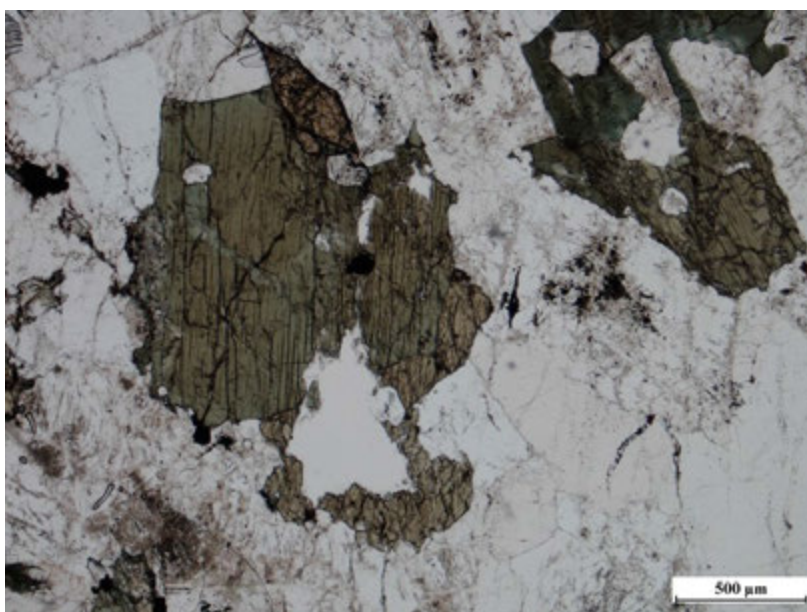
III.81. ábra – Erős pleokroizmus: biotit (foidolitban, Günsehals), mindkét fotó 1N.



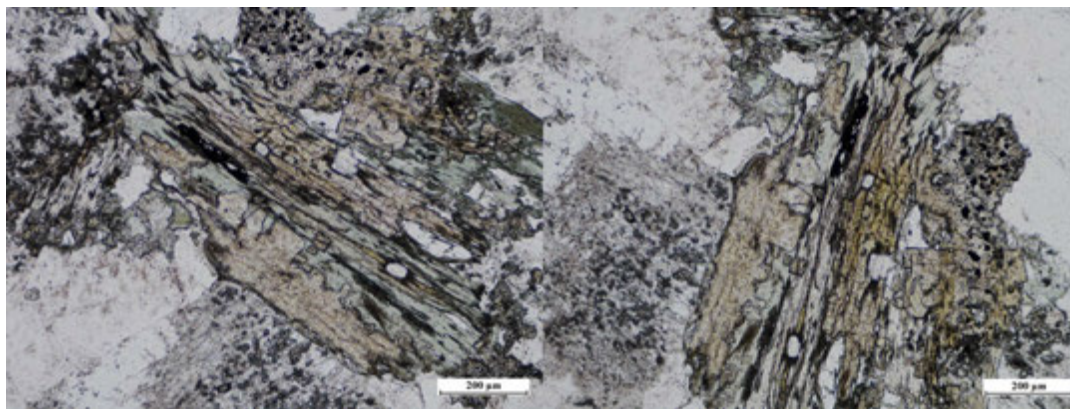
III.82. ábra – Közepes pleokroizmus: hornblende (szienitben), mindkét fotó 1N.



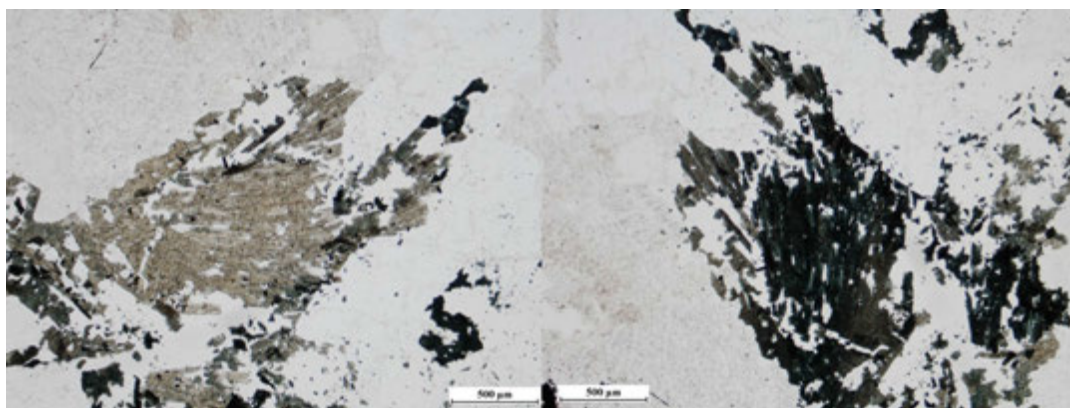
III.2. animáció: Erős pleokroizmus: biotit (foidolitban, Günsehals) Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni



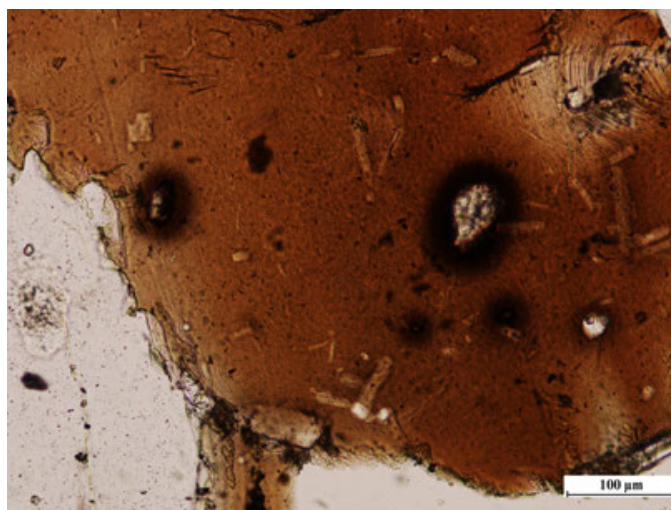
III.3. animáció: Közepes pleokroizmus: hornblende (szienitben). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.83. ábra – Gyenge pleokroizmus: epidot (granodioritban, Alma Ata), mindkét fotó IN.



III.84. ábra – Inverz pleokroizmus: turmalin (gránitban, Predazzo), mindkét fotó IN.



III.85. ábra – Pleokroós udvar cirkon kristályok körül biotitban (gránit), IN.

TÖRÉSMUTATÓ

Két közeget akkor tudunk egymástól megkülönböztetni, ha az őket beágyazó közegre vonatkoztatott törésmutatójuk különbözik egymástól. A törésmutató az egyes ásványokra nagyon jellemző érték. Az izotróp ásványok esetében egy, az egytengelyű ásványok esetében két főtörésmutatót (ϵ és ω), a kéttengelyű ásványoknál három főtörésmutatót (α , β , γ) határozzuk meg, ez utóbbi esetben az α a legkisebb, a γ a legnagyobb (a kéttengelyű ásványok esetében ritkábban ezek jelölése X, Y, Z betűkkel is történhet). Egytengelyű ásványok metszetei esetében az egyik törésmutató minden esetben az ω , a másik arra merőleges az ϵ és az ω közötti érték, az ásványmetszet orientációjától függően.

Minél inkább merőleges az optikai tengelyre a metszet, értéke annál inkább megközelíti az ω törésmutatót. Kéttengelyű ásványok esetében egy adott metszet törésmutató viszonyai a legnagyobb és a legkisebb közötti értéket mutatnak.

Mikroszkópban a különböző ásványok szemcséinek határvonal annál élesebben látszik, minél nagyobb a két közeg törésmutatójának különbsége, és csak alig észrevehető, ha a két közeg törésmutató különbsége csak kicsi.

Egyes ásványok, ásványcsoportok esetében, amelyeknél a kémiai összetétel változhat, a fő törésmutató értékek ennek függvényében változhatnak, és így a kettőtörésük értékét egy intervallummal adhatjuk meg, amelyben mindig meg kell adni az adott törésmutató értékének maximális-minimális értékét.

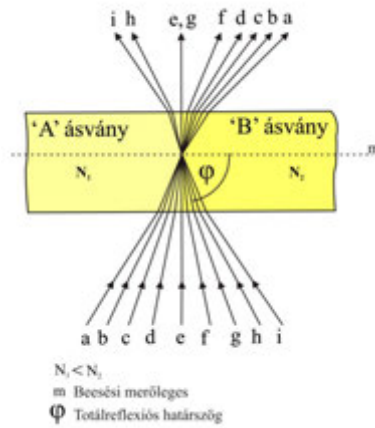
A törésmutató pontos meghatározása vékonycsiszolatból nem lehetséges, ezt a kőzetből szeparált egyedi ásványszemcsék különböző törésmutatójú folyadékokba való behelyezésével határozzák meg. Vékonycsiszolatos vizsgálatok során mindig relatív, két közeg határának törésmutató viszonyait tudjuk meghatározni. A két közeg lehet két ásványszemcse, vagy egy ásványszemcse és a beágyazó közeg (kanadabalsam/műgyanta). A nagyobb törésmutatójú szemcse/közeg határa mentén egy vékony fényes vonalat (Becke-vonal) észlelhetünk, amely az objektív és a szemcse távolságának növelése (a tárgyasztal süllyesztése) során a nagyobb fénytörésű közeg felé mozdul el. A Becke-vonal annál fényesebb, illetve annál intenzívebben mozdul el, minél nagyobb a két szemcse/közeg törésmutatójának különbsége. Általában a nagy törésmutatójú szemcsék „kiemelkedni” a kis törésmutatójúak „besüllyedni” látszanak. A törésmutató viszonyok (Becke-vonal) vizsgálatát mindig nagy nagyítással és leszűkített iris diafragmával végezzük, ekkor láthatóak csak jól a fent leírt változások.

Fontos megjegyezni, hogy mindig azt a törésmutatót látjuk a látómezőben, amely párhuzamos a polarizátor rezgésirányával.

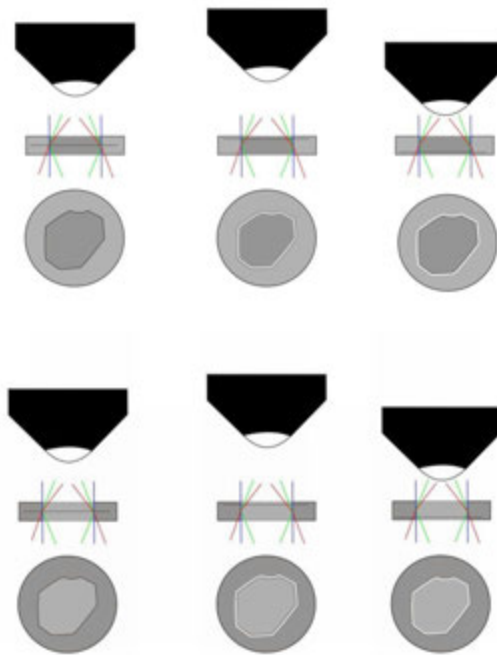
Az egyes ásványok törésmutatóit az alábbi táblázat értékei alapján jellemezhetjük:

| törésmutató | megnevezés | példa |
|-------------|--------------|------------------|
| <1,49 | nagyon kicsi | opál |
| 1,49-1,57 | kicsi | földpátok, kvarc |
| 1,57-1,68 | közepes | apatit |
| 1,68-1,78 | nagy | epidot |
| 1,78-1,90 | nagyon nagy | gránátok |
| >1,90 | extrém nagy | rutil |

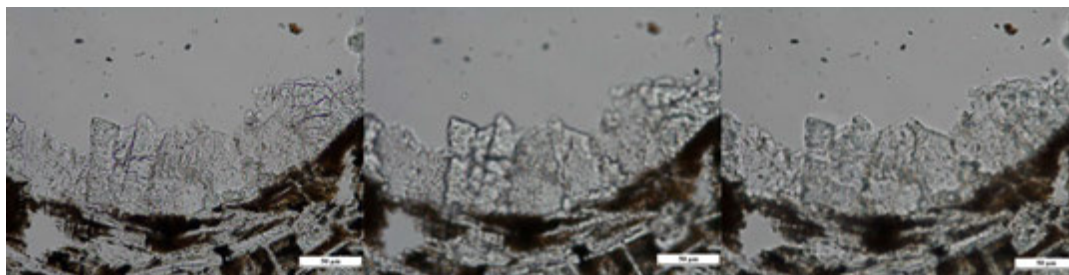
Megjegyzés: A kanadabalsam törésmutatója 1,537-1,539, a legtöbb műgyantáé, amelyet vékonycsiszolatok készítése során ragasztóanyagként használunk ~1,40. Sok esetben a kanadabalsamnál/műgyantánál kisebb vagy nagyobb törésmutató elkülönítése hasznos támpont az ásványok elkülönítésében.



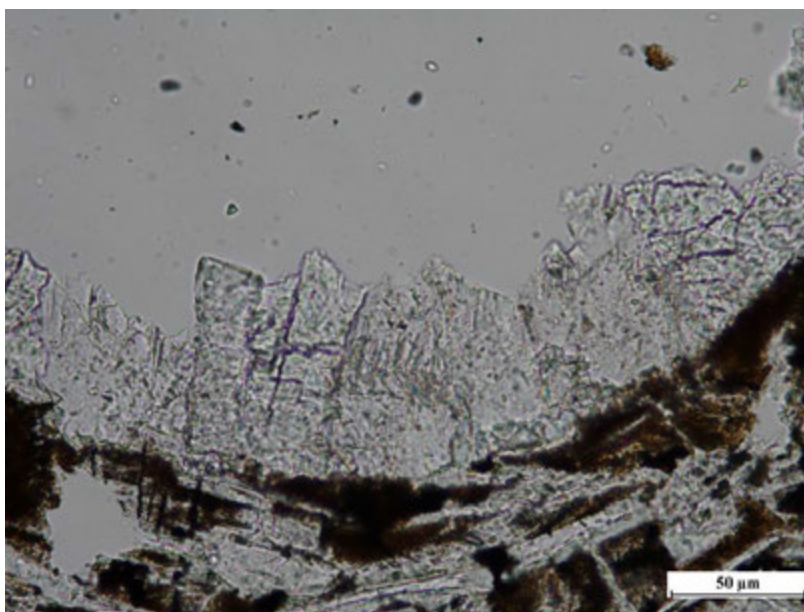
III.86. ábra – A Becke-vonal kialakulása két eltérő optikai sűrűségű közeg (ásvány) határán. A betűvel jelölt vonalak a fény útját mutatják. A nagyobb törésmutatójú ásvány domború lencseként viselkedik.



III.87. ábra – A Becke-vonal kialakulása eltérő törésmutatójú közegek határán. A vízszintes szaggatott vonalak mutatják az objektív lencse fókusz síkját. A fókusz sík emelésével (a tárgyasztal süllyesztésével) a Becke-vonal a sűrűbb közegbe vándorol, ellenkező esetben a ritkábbba. A fenti ábrán az ásvány (sötétszürke) a nagyobb és a beágyazó közeg (világosszürke) a kisebb törésmutatójú. Az alsó ábrán az ásvány a kisebb és a beágyazó közeg a nagyobb törésmutatójú.



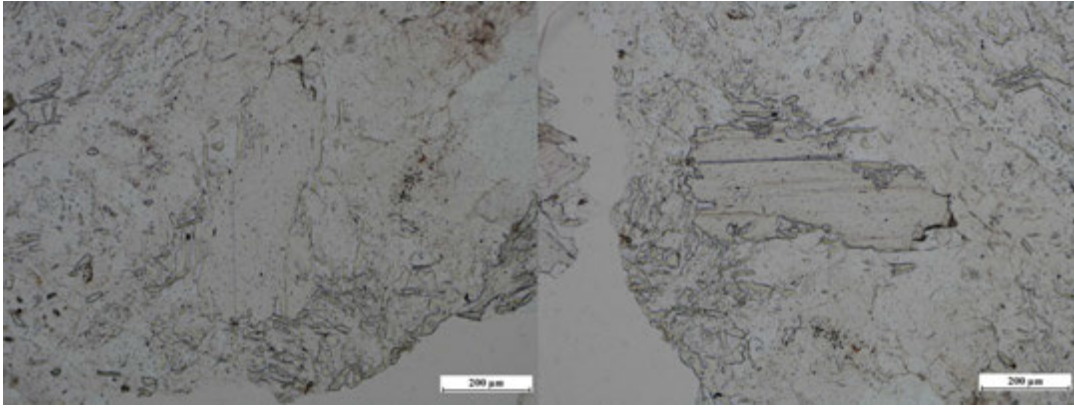
III.88. ábra – Becke-vonal vizsgálata kalcit és kanadabalsam határán. A bal kép éles, míg a középsőn növeltük, a jobb képen csökkentettük a tárgyasztal és az objektívek közti távolságot. Ennek megfelelően előbb a nagyobb törésmutatójú közegben, a kalcitban jelent meg egy világos sáv (középső kép), majd a kanadabalsamban (jobb kép). Mindegyik kép 1N.



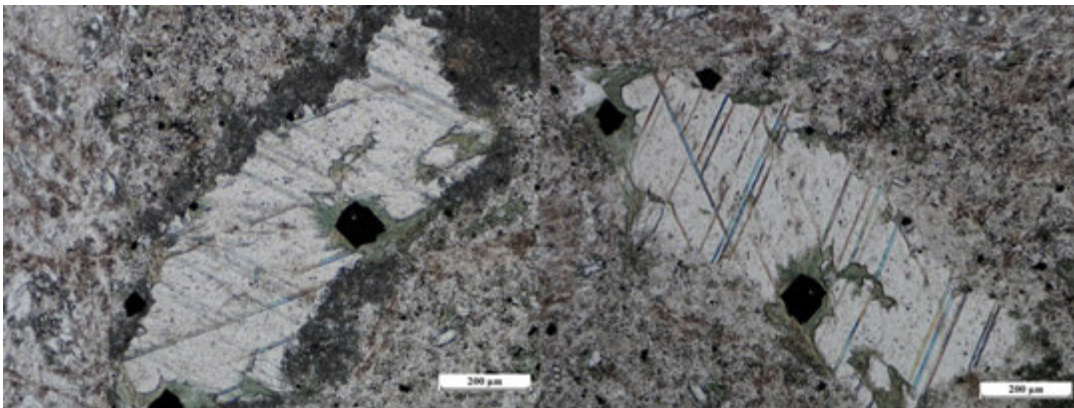
III.4. animáció: Becke-vonal vizsgálata kalcit és kanadabalsam határán. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

PSZEUDOABSZORPCIÓ

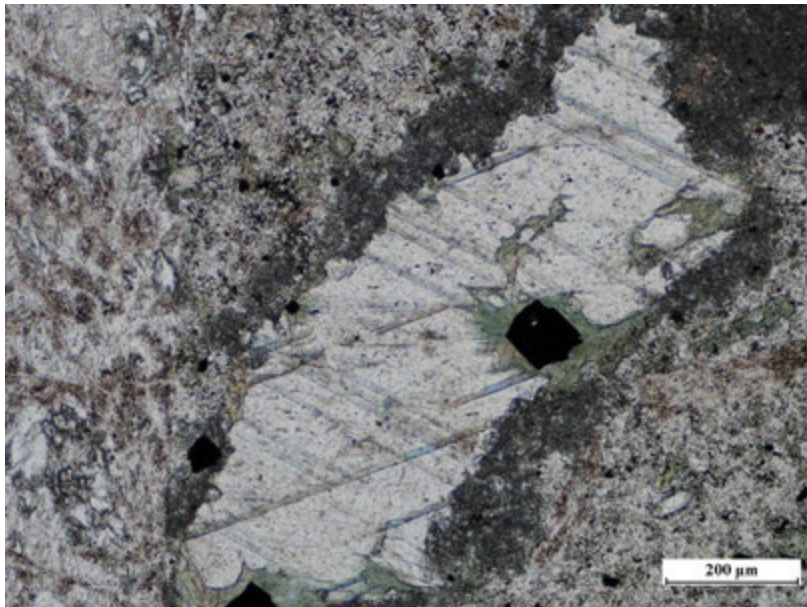
Pszudoabszorpciót azoknál a kis-közepes törésmutatójú ásványoknál észlelhetünk, amelyek legnagyobb és legkisebb törésmutatója jelentősen különbözik egymástól. Erre az egyik legjobb példa a kalcit, amely egytengelyű ásvány, $\epsilon=1,48$, $\omega=1,65$. A vizsgálathoz a korábban leírtak alapján a c tengellyel (közel) párhuzamos metszetek a legalkalmasabbak, amelyek egyik törésmutatója közel ϵ , a másik ω . Amikor az ϵ párhuzamos a polarizátor síkjával, akkor a látómezőben a kis törésmutatójú helyzetet látjuk, vagyis a szemcse besüllyedni látszik (emellett a törésmutatója a kanadabalsamnál is kisebb). Ezt a helyzetet 90° -kal elforgatva az ω törésmutató lesz párhuzamos a polarizátor síkjával, ekkor a nagyobb törésmutatójú helyzetet látjuk, a szemcse kiemelkedőnek látszik, felületet érdes, a hasadási vonalak jól látszanak (a törésmutatója a kanadabalsamnál nagyobb). Viszonylag gyorsan forgatva a tárgyasztalt, a szemcse kiemelkedni-besüllyedni látszik. Különböző orientációjú, egymás mellett elhelyezkedő szemcsék esetében a felület mintegy „hullámzik”. A jelenséggel együtt a szemcsét foltosan halvány zöldnek vagy rózsaszínűnek látjuk, ezt azonban nem az ásvány saját színe, hanem a törésmutatók jelentős különbsége okozza (a kalcit szintelen ásvány).



III.89. ábra – Gyenge pseudoabszorpció (muskovit gránitban). A baloldali képen a kisebb, a jobboldalin a nagyobb törésmutató iránya párhuzamos a polarizátor síkjával. mindkét kép 1N. Részletes magyarázat a szövegben.



III.90. ábra – Erős pseudoabszorpció (kalcit dácitban). A baloldali képen a kisebb, a jobboldalin a nagyobb törésmutató iránya párhuzamos a polarizátor síkjával. mindkét kép 1N. Részletes magyarázat a szövegben.



III.5.animáció: Erős pseudoabszorpció (kalcit dácitban). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

INTERFERENCIASZÍN VIZSGÁLATOK; MAXIMÁLIS INTERFERENCIASZÍN MEGHATÁROZÁSA

Az interferenciaszín kialakulását a látómezőben a Mikroszkóp felépítése c. fejezet végén levő ábra mutatja be. Ezen látható, hogy az interferenciaszín az ásványmetszet kettőtöréséből adódó útkülönbség határozza meg.

A kettőtörés számszerű, pontos értékét, amely az izotróp ásványok vagy anyagok kivételével minden más anyagnál megfigyelhető, nehéz meghatározni, vékonycsiszolatból nem is lehetséges, csak közelítőleg megbecsülni. Jól jellemezhető viszont a kettőtörés értéke az interferenciaszínrel, amelyet kizárólag keresztezett nikolokkal láthatjuk a mikroszkópban. Nem mutatnak interferenciaszínűt a szabályos ásványok és az amorf anyagok, továbbá nem látunk interferenciaszínűt, amikor egy adott ásványnak olyan metszetét látjuk, ahol nincs kettőtörése. Ez az optikai tengelyekre merőleges metszeteken (az egy optikai tengelyű ásványoknál egy, a két optikai tengelyű ásványoknál két ilyen metszet van), valamint normál állásban, vagyis kioltási helyzetben fordul elő, egy kettőtörő ásvány esetén egy teljes körbeforgatáskor négy ilyen helyzet van.

Egy adott szemcse interferenciaszínje az alábbiaktól függ:

- 1) Az ásvány saját kettőtörése
- 2) A metszet vastagsága
- 3) A szemcse orientációja

1) Az ásvány saját kettőtörése az ásványra jellemző érték, azt a fő törésmutatók közül az egyoptikai tengelyű ásványok esetében az ϵ és az γ különbsége, a kéttengelyű ásványok esetében a legnagyobb és a legkisebb törésmutató ($\gamma - \alpha$) különbsége képviseli.

2) A metszet vastagsága a normál vékonycsiszolat esetében $30 \mu\text{m}$, vagyis adott. Ez alól a $30 \mu\text{m}$ -nél kisebb, vagy vékonyabb ásványok metszetei a kivételek, ilyen esetben ezt figyelembe kell venni. Ugyancsak a szemcsék szegélyénél, azok elvékonyodása miatt esetenként az adott szemcse nem éri el mindig ezt az értéket.

3) A szemcse orientációja a magmás kőzetek esetében szinte mindig változó egy kőzeten és így egy vékonycsiszolaton belül. Ez azt jelenti, hogy ugyanannak az ásványnak a különböző metszetei eltérő útkülönbséget és így változatos interferenciaszínűt mutatnak egy vékonycsiszolaton belül, ez különösen a nagyobb kettőtörésű ásványoknál jelenik meg látványosan, akár egy látómezőben is eltérő interferenciaszínű metszeteit látjuk ugyanannak az ásványnak. A maximálisan I. rendű szürke interferenciaszínű ásványok esetében viszont csak a különböző árnyalatú (világosabb-sötétebb) szürke szín mutatja az eltérő orientációjú metszeteket. Az ásványra jellemző maximális kettőtörésű (maximális interferenciaszínű) metszet viszonylag ritka, ha egyáltalán megjelenik.

Összefoglalva egy adott metszet útkülönbségét az alábbiakban határozhatjuk meg:

$$\text{útkülönbség} = d \cdot (\gamma - \alpha)$$

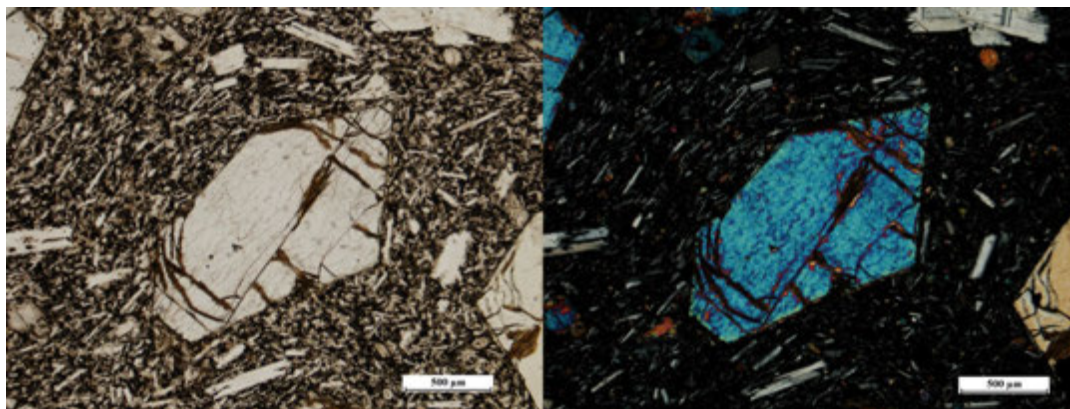
ahol

$$d = 30 \mu\text{m}$$

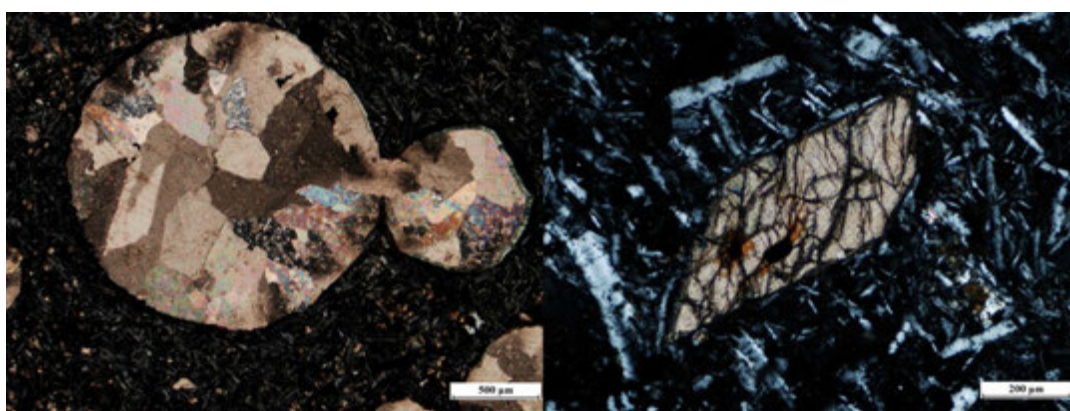
a γ és α az adott metszetben vizsgált szemcse nagyobb és kisebb törésmutatója

A fentiek alapján egy ásványnak tehát jellemzően a maximális interferenciaszínét kell meghatározni egy vékonycsiszolatban, amit a különböző orientációjú metszetek közül kell kiválasztanunk, és ez az esetek döntő többségében megegyezik az ásvány valódi maximális interferenciaszínével. A határozókönyvek mindig a maximális interferenciaszínűt adják meg egy ásvány jellemzése során.

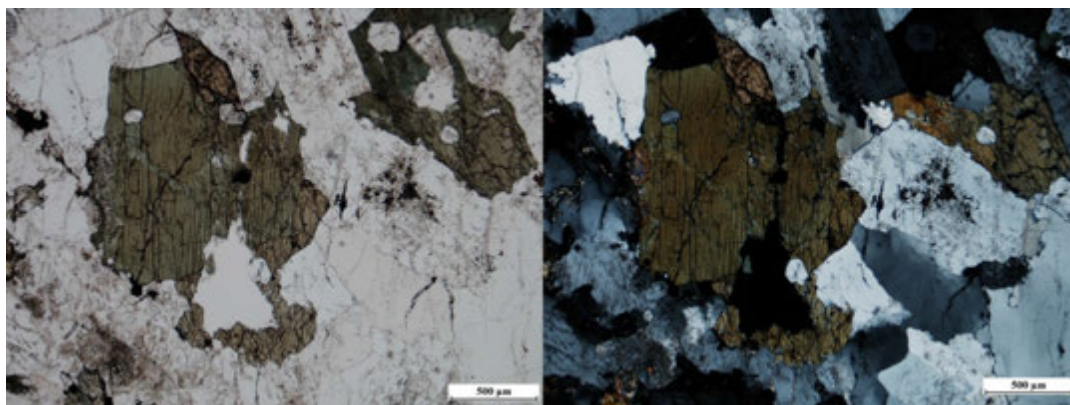
Összefoglalva tehát egy vékonycsiszolatban egy adott ásványnak a maximális és annál kisebb interferenciaszínű metszetei figyelhetőek meg, a leírásnál a maximális interferenciaszínűt kell megadni.



III.91. ábra – Adott ásvány maximális interferenciaszíne. Olivin (bazaltban, Pécskő) diagonális állásban. Baloldalt 1N, jobboldalt +N. Keresztezett nikolos állásnál az ásvány másodrendű kék interferenciaszint mutat.



III.92. ábra – 'Magasabbrendű fehér' interferenciaszínű ásványok. Balra kalcit (bazaltban, Kis-Kárpátok), jobbra titanit (trachitban), mindkét kép +N. Részletes magyarázat a szövegben.



III.93. ábra – Amfibol (szenitben) interferenciaszint elfedő saját színe. Balra 1N, jobbra +N. Részletes magyarázat a szövegben.

Az interferenciaszint segédlemezek (kompenzátorok) (ld. A mikroszkóp felépítése fejezetet) és a Michel-Lévy diagram segítségével határozhatjuk meg. Az interferenciaszint lehetőleg mindig diagonális állásban (a kioltási helyzettől 45° -ba elforgatva) határozzuk meg, mert ekkor a legintenzívebb a szín. A Michel-Lévy diagramnak a függőleges tengelyén a metszet vastagságát, a vízszintes tengelyén az útkülönbséget tüntetik fel nanométerben. Az útkülönbségeket eltérő színek jellemzik, amelyek – a kis útkülönbségektől, vagyis a diagram első részétől eltekintve - a szivárvány színének megfelelő sorrendben, de többször ismétlődve követik egymást, miközben egyre halványodnak, végül egy ún. magasabbrendű fehérbe mennek át. A sorrend tehát a legkisebb útkülönbséghez tartozó nagyon sötétszürke az útkülönbség növekedésével egyre világosabb szürke, szürkésfehér majd sárga,

narancssárga, narancsvörös, vörös, majd az érzékeny ibolya után kék, zöld, újra sárga stb. Látható, hogy bizonyos intervallumok után a színek ismétlődnek. Ezért a diagramot ún. színrendekre osztották. Az I. és a II. színrend határa a vörös és a kék közötti nagyon keskeny sávban ~ 575 nm-nél megjelenő érzékeny ibolya. A további színrendek határát ennek többszörösénél húzzák meg, de az érzékeny ibolya csak az I. és a II. színrend határánál észlelhető, a további színrendek határánál a vörös átmenet nélkül változik át kékbe. (Megjegyzés: a fentiek alapján a kék és a zöld interferenciaszínek csak a II. színrendben és annál magasabb színrendekben vannak.) A magasabb (III.) színrendek felé az interferenciaszínek ún. magasabb rendű fehérbe mennek át. A kettőtörés értékét az origóból kiinduló ferde vonalak jelzik.

Azt, hogy miért ebben a sorrendben és adott kettőtörésnél jelennek meg az interferenciaszínek, azt az alábbiakkal magyarázhatjuk: A fehér fény különböző hullámhosszú fényfajokból áll össze, amelyek mindegyike kettőtörést szenved az ásványlemezben. Az útkülönbség azonban minden fényfajra közel azonos lesz (amennyiben nagy a különbség, akkor jön létre a diszperzió), miközben az egyes fényfajok hullámhossza eltérő lesz egymástól. Látható fény esetén a két szélső hullámhossz 380 nm (ibolya) és 760 nm (vörös). A többi fény hullámhossza e két érték közötti. Az interferencia attól függ, hogy mikor lesz egy színre erősítés (maximális erősítés), illetve gyengítés (kioltás). Hullámtani ismeretek alapján tudjuk, hogy az interferencia során maximális erősítés akkor jön létre, amikor a hullámhossz felének páros számú többszörösével találkoznak a hullámok ($2n \cdot \lambda/2$), és maximális gyengítés akkor történik, amikor a hullámhossz felének páratlan számú többszörösével ($(2n+1) \cdot \lambda/2$) találkoznak a hullámok. A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során azonban az **analizátor a fentieket egy fél hullámhosszal eltolja**, vagyis maximális erősítést a hullámhossz felének páratlan számú többszörösével találkozó fényhullámoknál, gyengítést (kioltást) pedig a hullámhossz felének páros számú többszörösével találkozó fényhullámok esetében tapasztalunk.

A fentieket néhány példán szemléltetjük különböző hullámhosszú fényfajokra nézve:

- 1) 50 nm-es útkülönbség egyik fényre sem $\lambda/2$ többszöröse, emiatt minden fény gyenge intenzitással jelentkezik, az interferenciaszín szürke lesz.
- 2) 200 nm-es útkülönbség az ibolyára közel $1 \cdot \lambda/2$, ez érvényesül legjobban, a többi keverékszín lesz, ezért az interferenciaszín ibolyás szürke.
- 3) 400 nm-es útkülönbség az ibolyára közel $2 \cdot \lambda/2$, ami kioltást, a vörösre közel $1 \cdot \lambda/2$, ami maximális erősítést jelent, vagyis az interferenciaszín vörös lesz.
- 4) 800 nm-es útkülönbség az ibolyára közel $4 \cdot \lambda/2$, a vörösre közel $2 \cdot \lambda/2$, ami mindkét színre kioltást jelent, a maradék színek közül a zöld és a sárga érvényesül a legjobban, vagyis az interferenciaszín zöldessárga lesz.
- 5) Az egyre nagyobb útkülönbségek esetén egyre több szín esetében lesz páros, illetve páratlan számú $\lambda/2$, ami azt jelenti, hogy a magasabb színrendekben egyre inkább halványabb, egyre összemosódottabb színek jelennek meg, ami végül az ún. magasabbrendű fehérbe megy át.

A mikroszkópban egy metszet vizsgálata során keresztezett nikollokkal interferenciaszínt látunk. Az ehhez tartozó kettőtörés értéket úgy határozzuk meg normál vastagságú vékonycsiszolat esetében, hogy a függőleges tengelyen kikeressük a 30 μm -es vastagsági értéket és azt követve vízszintesen eljutunk a mikroszkópban meghatározott interferenciaszínig, ott a vastagságvonal keresztezi az origóból radiálisan lefutó vonalat. Ez utóbbit követve a diagram szélén számszerűleg megtaláljuk az adott szemcséhez a kettőtörés értékét. Nem minden esetben egyszerű azonban meghatározni a színrendet azoknál a színeknél, amelyek több színrendben is előfordulnak. Ez esetben segíthet, hogy ugyanaz a szín a magasabb színrendekben egyre halványabb árnyalatú. Amennyiben ez nem segít, kompenzátorokat kell alkalmaznunk, amelyek közül ebben a könyvben a segédlemezek használatát ismertetjük.

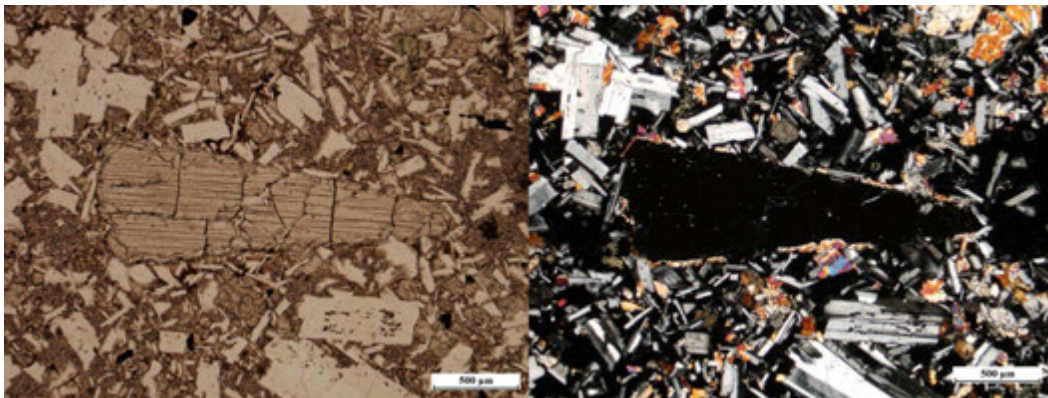
Kétféle, ún. csillámlemezt, más néven $\frac{1}{4} \lambda$ -ás valamint gipszlemezt, 1λ -ás segédlemezt használunk. Ezek muszkovitból, illetve gipszből készülnek, azok tökéletes hasadásával párhuzamos metszetek, amelyek vastagsága egy színrendhez tartozó útkülönbség mintegy $\frac{1}{4} \lambda$ -e (~ 150 nm vagyis I. rendű fehér interferenciaszínű; csillámlemez), illetve egy színrendnek megfelelő útkülönbség (~ 575 nm, vagyis érzékeny ibolya interferenciaszínű; gipsz). A segédlemezen feltüntetik a nagyobb és a kisebb törésmutató irányát (általában γ -val vagy Z-vel jelölik a nagyobb, és α -val vagy X-szel a kisebb törésmutató irányát). A legtöbb segédlemez esetében a nagyobbik törésmutató keresztirányban van. A segédlemezt a mikroszkópban az objektívek és az okulár között kialakított diagonális helyzetű résbe betolva, és az ásványlemez diagonális helyzetbe forgatva, keresztezett nikolok között a segédlemez

megváltoztatja a metszet interferenciaszínét. Ekkor az ásványlemez rezgésirányai és a segédlemez rezgésirányai párhuzamosak egymással. Ennek kétféle helyzete van:

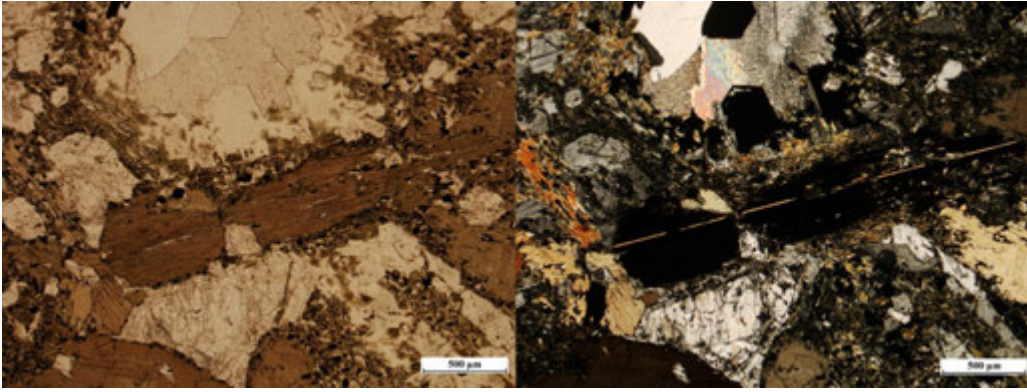
- a) Amennyiben a segédlemez nagyobb törésmutatója az ásványlemez nagyobb törésmutatójával valamint a segédlemez kisebb törésmutatója az ásványlemez kisebb törésmutatójával párhuzamos, az útkülönbség megnő: **addíciós helyzet**.
- b) Amennyiben a segédlemez nagyobb törésmutatója az ásványlemez kisebb törésmutatójával valamint a segédlemez kisebb törésmutatója az ásványlemez nagyobb törésmutatójával párhuzamos, az útkülönbség lecsökken: **szubtrakciós helyzet**.

A vizsgálat menete:

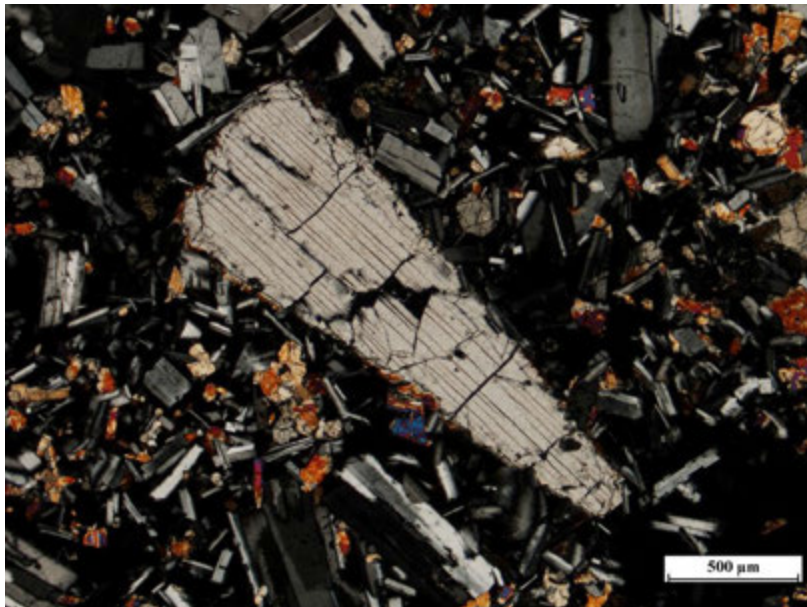
- 1) Keresztezett nikoloknál meghatározzuk a szemcse interferenciaszínét. Amennyiben olyan színt látunk, ami több színrendben is előfordul, el kell döntenünk, hogy a szín melyik színrendbe tartozik, a segédlemezek segítségével.
- 2) Az ásványszemcsét forgassuk diagonális helyzetbe (a kioltási helyzettől 45° -ban) toljuk be a gipszlemezt, jegyezzük fel milyen színt látunk.
- 3) Forgassuk el a tárgyasztalt 90 fokkal, és ismét jegyezzük fel, hogy ezúttal milyen színt látunk.
- 4) Határozzuk meg a Michel-Lévy skála segítségével, hogy melyik az addíciós és melyik a szubtrakciós szín. A gipszlemez egy színrenddel (~ 575 nm) tolja el az interferenciaszíneket, ezért az addíciós szín az eredeti interferenciaszínnel azonos, de halványabb lesz, a szubtrakciós szín szintén egy színrenddel, de kisebb lesz és erősebb tónusú. Amennyiben az eredeti interferenciaszín az első színrendbe esett, úgy a szubtrakciós szín meghatározása nem ilyen egyszerű. Ehhez gondolatban tükrözzük a Michel-Lévy skála I. színrendjét közvetlenül a „0” útkülönbség oldalához, és ezután vonjuk le az egy színrendnek megfelelő útkülönbséget, és így határozzuk meg az interferenciaszínt. (Megjegyzés: amennyiben az egyik helyzetben a gipsz segédlemez használata esetén szürke vagy fehér színt látunk, az mindenféleképpen a szubtrakciós helyzet lesz. Ekkor az eredeti interferenciaszín az I. színrendhez tarozott, esetleg a II. rendű kék vagy zöld színű volt.)
- 5) Amennyiben a gipszlemezzel nem egyértelműen tudtuk meghatározni a színrendet, a csillámlemezzel ismételjük meg a 2) és 3) pontnál leírtakat. A csillámlemez mintegy 150 nm-re tolja el az interferenciaszínt mindkét irányba, így az elsőrendű színeknél, valamint a II. kék és zöld színnél adhat bővebb információt, a gipszlemeznél.



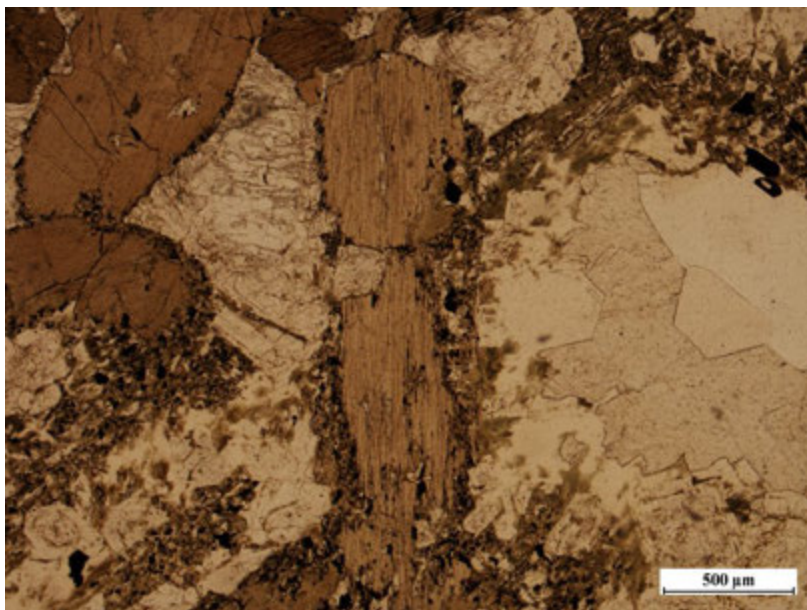
III.94. ábra – Ortopyroxén (andezitben, Bér) egyenes kioltása. Egyenes kioltású ásvány kristálytani irányaival összevethető morfológiai elemei (élek, hasadási nyomvonalak) kioltási helyzetben párhuzamosan helyezkednek el a mikroszkóp szátkeresztjének valamelyik ágával. Balra 1N, jobbra +N.



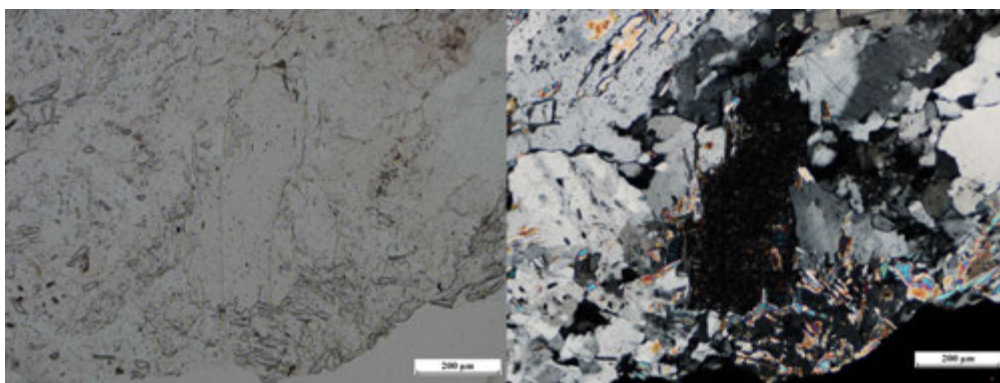
III.95. ábra – Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) ferde kioltása. Ferde kioltású ásvány kristálytani irányjaival összevethető morfológiai elemei (élek, hasadási nyomvonalak) kioltási helyzetben szöveget zárnak be a mikroszkóp szálkeresztjének függőleges ágával. Ezt az adott irányba eső törésmutatóhoz viszonyított kioltási szögnek nevezzük. Vö. III.99. ábrával! Balra 1N, jobbra +N.



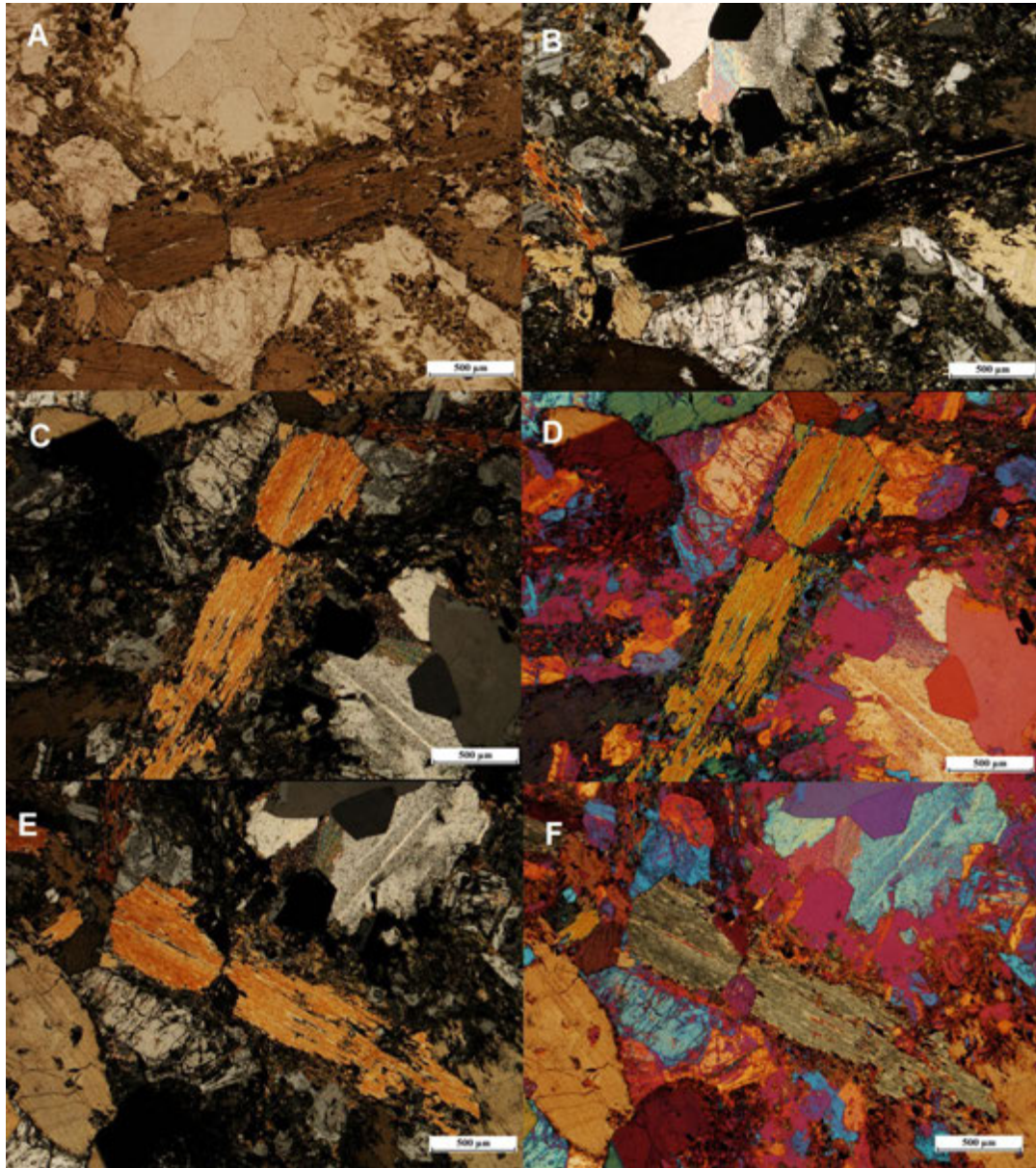
III.6.animáció: Ortopiroxén (andezitben, Bér) egyenes kioltása. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



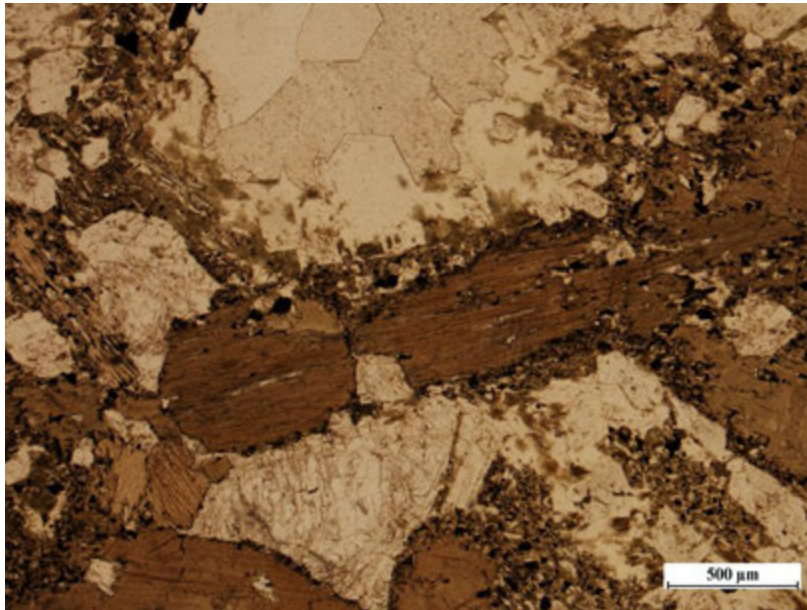
III.7. animáció: Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) ferde kioltása. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.96. ábra – Muszkovit (gránitban) foltos (mottled) kioltása. Balra 1N, jobbra +N.

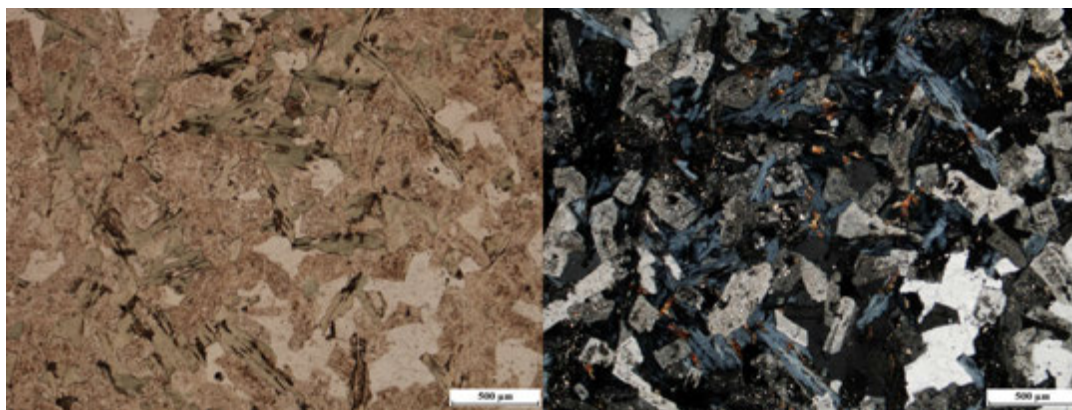


III.97. ábra – Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) interferenciaszínének meghatározása gipszlemez segítségével. Az 'A' képen $1N$, a 'B'-n $+N$ állásban, kioltási helyzetben van a kristály. Balra ('C'), vagy jobbra ('E') 45° -kal elforgatva meglátjuk az ásvány maximális interferencia-színét. A gipsz (575 nm) segédlemezt beiktatva addíciós ('D') ill. szubtrakciós ('F') helyzetet kapunk. A Michel-Lévy skálán a maximális interferenciaszín és az addíciós, szubtrakciós helyzet segítségével megállapítható, hogy a kristály 1. rendű narancssárga interferenciaszínű.



III.8. animáció: Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) interferenciaszínének meghatározása gipszlemez segítségével. A Michel-Lévy skálán a maximális interferenciaszín és az addíciós, szubtrakciós helyzet segítségével megállapítható, hogy a kristály 1. rendű narancssárga interferenciaszínű. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

Egyes kis kettőtörő és ezzel együtt viszonylag nagy diszperzióval (diszperzió oka: a színskála két végén elhelyezkedő vörös színben és kék színben az ásványok törésmutatója közötti különbség nagyobb, mint az ásvány átlagos kettőtörése) rendelkező ásványok **rendellenes interferenciaszín**t (ibolyakék-levendulakék, illetve barna) mutatnak. Ez előfordulhat egy ásvány a csiszolatban előforduló szinte minden metszete esetén (pl. klorit, zoizit-klinozoizit), de esetenként csak azokon a metszeteken látszik, amelyek kettőtörése nagyon kicsi (pl. egyes piroxének, epidot).



III.98. ábra – Klorit (gránitban, Velencei-hg.) rendellenes ibolyakék interferenciaszíne. Balra 1N, jobbra +N. Részletes magyarázat a szövegben.

KIOLTÁSI SZÖG

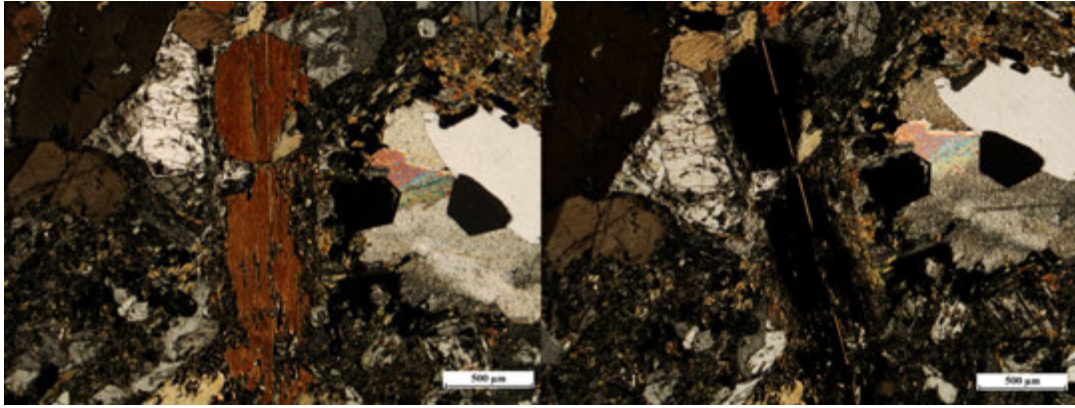
A kioltási szög az ásvány egyik kristálytani tengelye és egy fő rezgésiránya (törésmutatója) által bezárt szög. A monoklin és a triklin ásványok esetében van jelentősége a meghatározásának, a fő tengelyes ásványoknál és a rombos rendszerben a kioltás általában egyenes (megjegyzés: a piramislapokhoz mérve szimmetrikus). A monoklin rendszerben a „b” kristálytani tengely zónájába eső metszeteknél a kioltás szintén egyenes, a többi metszetenél ferde. A triklin ásványok minden metszetben ferdén oltanak ki. Egy ásvány kioltási szögének pontos megadása során tehát egy kristálytani tengely és egy fő törésmutató közötti szögértéket adunk meg (pl. $\gamma/c = 40^\circ$). A kioltási szög az egyes ásványokra jellemző érték, különösképpen jellemző a monoklin piroxének és az amfibolok

meghatározásánál. Ezeknél nem csak a két ásványcsoport egymástól való elkülönítése esetében, hanem az egyes monoklin piroxén változatok, illetve az egyes amfibol változatok főcsoporton belüli elkülönítése során használjuk.

A kioltási szög mérése során ismét figyelembe kell venni, hogy egy ugyanazon ásvány különböző metszetein mért kioltási szög szintén változó értékeket mutat, és van egy maximális értéke. Ez utóbbit az adott főtörésmutató és a kristálytani tengelyt tartalmazó síkra merőleges metszetben látjuk, ez a legalkalmasabb a pontos kioltási szög meghatározására. Az előbb említett példát tekintve a piroxének és az amfibolok esetében ez a (010)-lal párhuzamos sík. Induljunk ki elméletben ezeknek az ásványoknak egy (100) metszetéből, vagyis a megnyúlással párhuzamos, de az „a” kristálytani tengelyre merőleges metszetéből. Ez – mivel a „b” tengely zónájában van (ld. korábban) – egyenesen olt ki. Ha fokozatosan az (100) metszet felől a (010) metszet felé haladunk, illetve ezekre merőleges metszeteken határozzuk meg a kioltási szöget, egyre nagyobb értékeket kapunk, amíg el nem érünk a (010) metszettel párhuzamosig, ahol is megkapjuk a valós kioltási szöget. Ezen a metszeten nem csak a γ/c kioltási szöget tudjuk meghatározni, hanem az α/c -t is, amely 90° -ra kiegészítő szöge lesz a γ/c kioltási szögnek, révén a két fő törésmutató egymással 90° -ot zár be egymással. Azt, hogy melyik a nagyobb, illetve a kisebb törésmutató azt segédlemezzel tudjuk meghatározni.

A mérés menete:

- 1) Válasszunk ki egy alkalmasnak tűnő szemcsét a kioltási szög meghatározásához (pl. amfibol vagy egy piroxén esetében ez egy nyúlt szemcse, amelyen jól láthatóak a megnyúlással párhuzamosan lefutó hasadási vonalak). Ez a piroxén vagy amfibol esetén egyértelműen kijelöli a „c” kristálytani tengelyt számunkra. Ezt a szemcsét forgassuk be a függőleges szákereszttel párhuzamosan (vagyis a polarizátor rezgésirányába), és olvassuk le és jegyezzük meg a tárgyasztal szögértékét a nóniuszos skála segítségével.
- 2) Forgassuk el a szemcsét a kioltási helyzetig (általában jobbra vagy a kisebb kioltási szögérték felé, ez szabadon választott), és ismét olvassuk le a tárgyasztal helyzetét, ezzel meghatároztuk a kioltás szögét (vagyis amennyivel elforgattuk a tárgyasztalt) a példánkban a „c” tengelyhez viszonyítva. Most már csak azt kell meghatározni, hogy az adott irányba a szemcse nagyobb (γ) vagy kisebb (α) törésmutatója esik. Ezt segédlemezek segítségével tehetjük meg.
- 3) A szemcse jelenleg kioltási helyzetben van, ahhoz, hogy megállapítsuk, hogy melyik a nagyobb vagy a kisebb törésmutatója párhuzamos a polarizátorral, forgassuk el jobbra, 45° -kal, vagyis diagonális helyzetbe. Jegyezzük fel a látott interferenciaszínt.
- 4) Toljuk be valamelyik segédlemezt és jegyezzük fel milyen szint látunk keresztezett nikollokkal.
- 5) Forgassuk el a szemcsét 90° -kal a másik irányú diagonális helyzetébe, majd ismét toljuk be a segédlemezt, és ezt a szint is jegyezzük fel.
- 6) A három színből állapítsuk meg melyik az addíciós és melyik a szubtrakciós helyzet (a meghatározás részletes menetét ld az „Interferenciaszín vizsgálatok” c. alfejezetben). Szükség esetén használjuk mindkét segédlemezt.
- 7) Az addíciós-szubtrakciós helyzet meghatározása után egyértelműen meg tudjuk mondani, hogy a nagyobb, vagy a kisebb törésmutatóhoz tartozó kioltási szöget mértük-e meg, ezáltal meg tudjuk adni az adott szemcséhez tartozó kioltási szöget.
- 8) Miután a fejezet elején láttuk, hogy a kioltási szög meghatározásához pontos orientáció szükséges, ismételjük meg a fenti meghatározást több szemcse esetén is. Más optikai jellemzők (alak, hasadás, interferenciaszín, stb.) segíthetnek a megfelelő metszet kiválasztásában. Több mérés esetén a legnagyobb mért kioltási szöget fogadjuk el valódi kioltási szögnek.



III.99. ábra – Kioltási szög mérése amfibolon (andezitben, Sátorosi-kőfejtő). Mindkét felvétel +N. A mért kioltási szög a γ/c : 14° . Részletes magyarázat a szövegben.

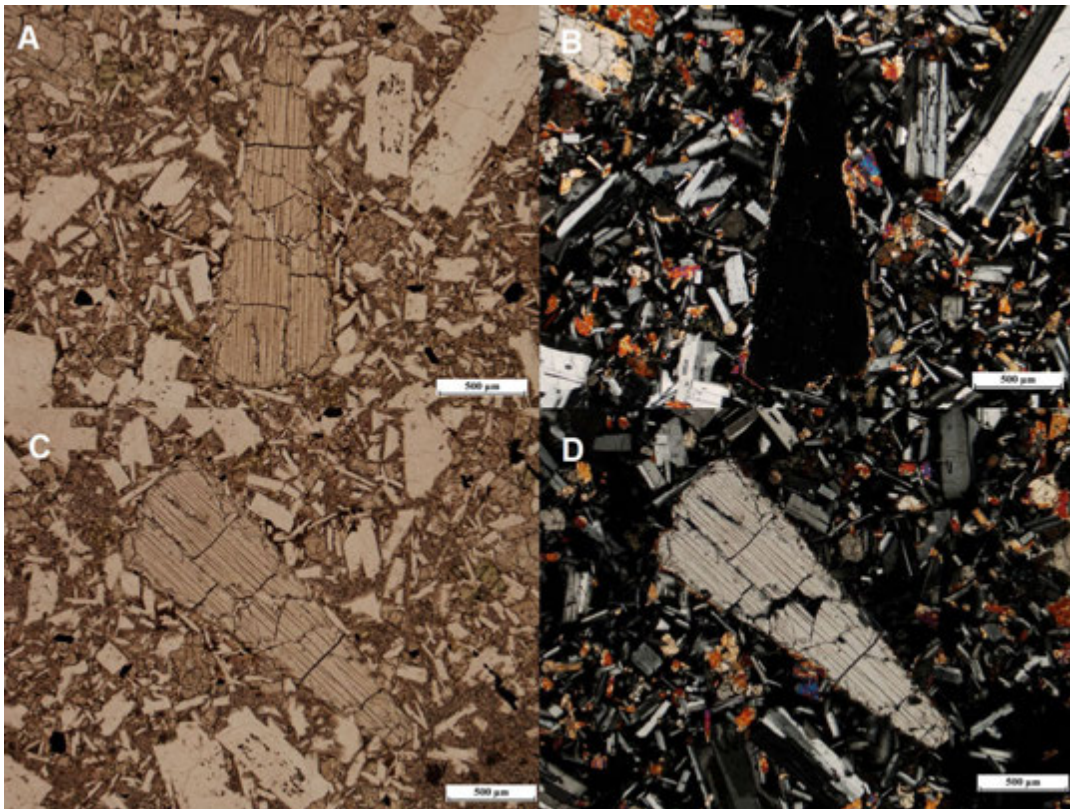


III.9.animáció: Kioltási szög mérése amfibolon (andezitben, Sátorosi-kőfejtő). A mért kioltási szög a γ/c : 14° . Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

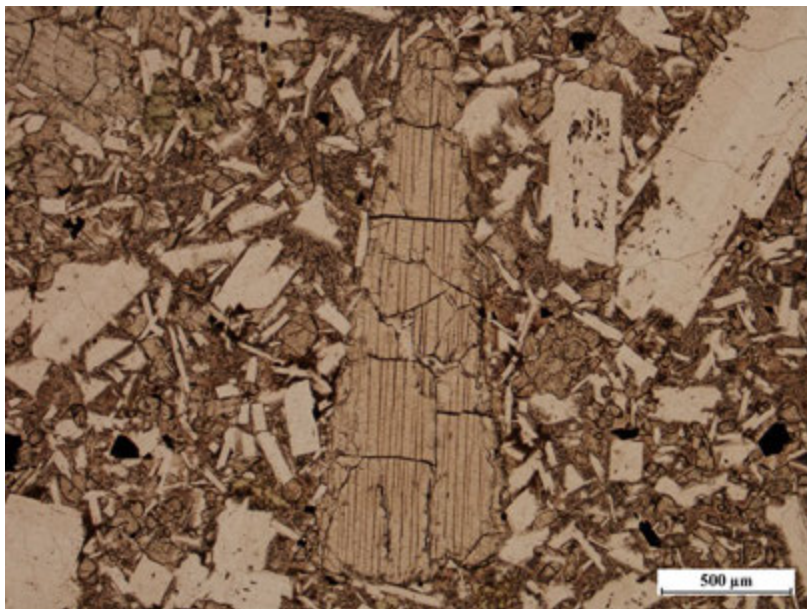
FŐZÓNAJELLEG

Főzónajellegesen azt értjük, hogy az ásvány megnyúlási irányába a nagyobb vagy a kisebb törésmutató esik. Pozitív főzónajellegű az ásvány, ha a megnyúlási irányban a nagyobb, és negatív főzónajellegű, ha a megnyúlási irányába a kisebb törésmutató esik. Azoknál a két optikai tengelyű ásványoknál, amelyek megnyúlási irányába a közepes, vagyis a β törésmutató esik (pl. epidot), a főzónajelleg változó, és ez a változatosság egy csiszolaton belül is a különböző metszetek vizsgálatánál megfigyelhető. Amennyiben ugyanis a metszetünk az α - β metszettel párhuzamos, pozitív, ha a β - γ metszettel párhuzamos, negatív főzónajelleget mérünk. Egyes ásványok kémiai összetétele a képződési környezet és/vagy a kőzet összetétele függvényében változhat, és ez az ϵ és az ω , illetve az α , β , γ , törésmutatójuk nagyságára is kihatással van. Emiatt ezek, szintén lehetnek változó főzónajellegűek, de ez egy kőzeten (csiszolaton) belül egységes, vagy pozitív vagy negatív.

A főzónajelleg egyes ásványok meghatározásánál fontos határozó bélyeg (pl. az apatit negatív, a cirkon pozitív, az epidot változó főzónajellegű ásvány)



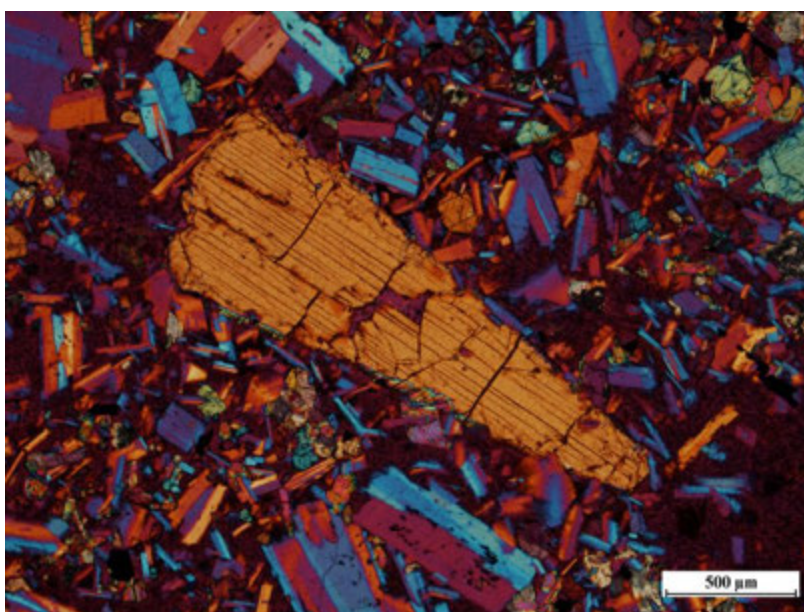
III.100. ábra – Ortopiroxén (andezitben, Bér) főzónajellegének meghatározása (I.). Az 'A' és 'C' IN, a 'B' és 'D' +N képek. Első lépésben állítjuk kioltási helyzetbe az ásványt ('B'), majd forgassuk el 45° -kal a tárgyasztalt, ekkor diagonális állásban, keresztezett nikolok mellett a maximális interferenciaszint tapasztaljuk ('D').



III.10.animáció: Ortopiroxén (andezitben, Bér) főzónajellegének meghatározása. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



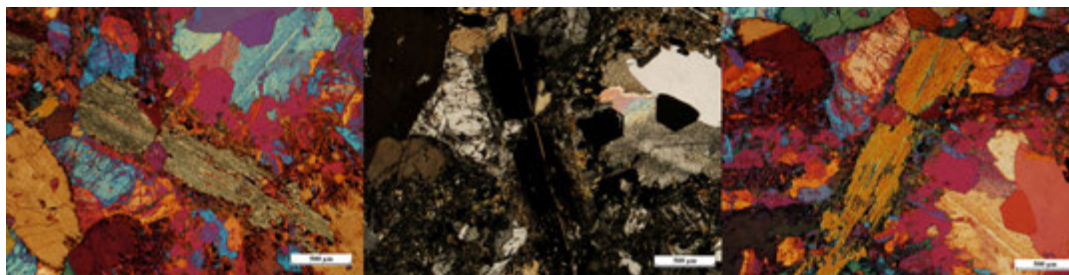
III.101. ábra – Ortopiroxén (andezitben, Bér) főzónajellegének meghatározása (II.). Az előbbi ábra által bemutatott folyamatot folytatva, beiktatjuk a gipsz segédlemez, ekkor az előző ábra 'D' képéhez képest szubtrahciós helyzetet tapasztalunk (bal kép). Most az előző forgatással ellentétes irányba 90°-kal elforgatjuk a tárgyasztalt, ekkor addíciós helyzetet kapunk (jobb kép). A maximális interferenciaszín (elsőrendű szürke) szubtrahciókör elsőrendű narancssárgára változik, addíciókor pedig másodrendű kékre. A segédlemez nagyobb törésmutatójának iránya és az addíciós-szubtrahciós helyzetek egyértelműen mutatják, hogy a kristály pozitív főzónajellegű. Részletes magyarázat a szövegben.



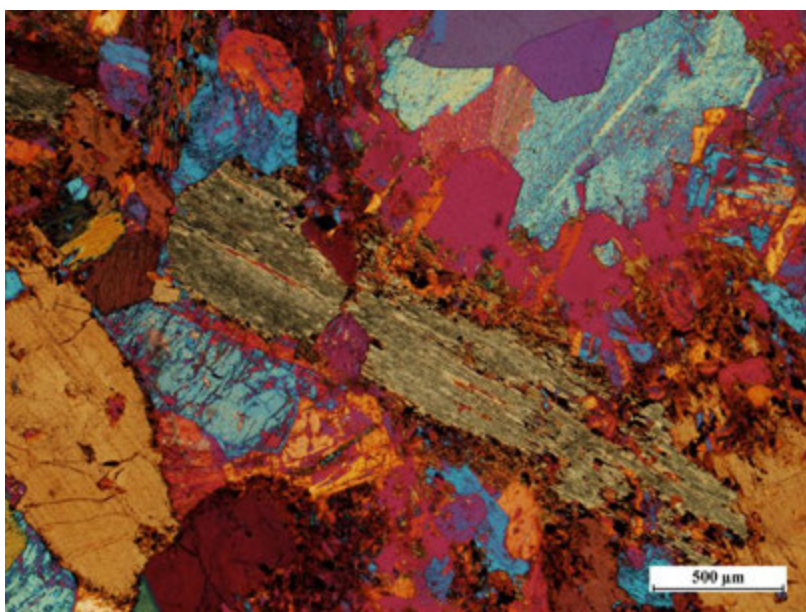
III.11. animáció: Ortopiroxén (andezitben, Bér) főzónajellegének meghatározása gipszlemez segítségével. Részletes magyarázat a III.101. ábrán. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



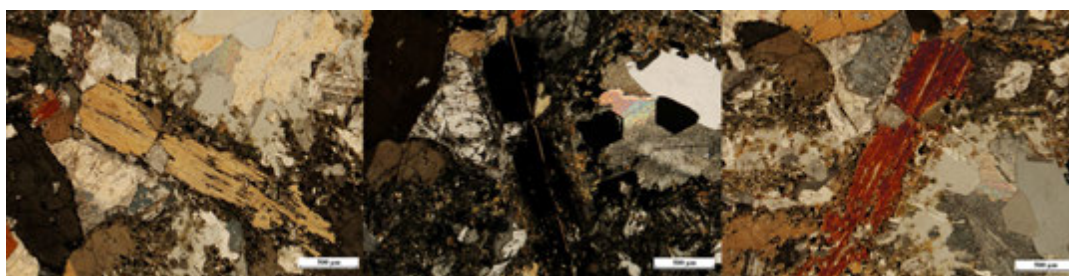
III.102. ábra – Ortopiroxén (andezitben, Bér) főzónajellegének meghatározása (III.). Most nem a gipsz, hanem a csillám segédlemez iktatjuk be. Most is szubtrahciót látunk a bal képen és addíciót a jobb képen. Szubtrahciós helyzetben (bal) szinte kioltást tapasztalunk, hasonlót, mint a középső képen. A csillámlemez mintegy 150 nm-rel tolja el az interferenciaszíneket. Amennyiben az ásvány ennek megfelelő (1. rendű szürke) interferenciaszínű, szubtrahciós helyzetben kioltást tapasztalunk (a lemez kompenzálja a kristály interferenciaszínét), ezt nevezzük teljes kompenzációnak



III.103. ábra – Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) főzónajellegének meghatározása (I.). A bal képen szubtraktívot, a jobb képen addíciót tapasztalunk a gipszlemez beiktatása után a maximális interferenciaszínhez képest (III.97./C kép). A segédlemez törésmutatóinak irányával összevetve megállapítható, hogy pozitív főzónajellegű az ásvány.



III.12. animáció: Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) főzónajellegének meghatározása Részletes magyarázat a III.103. ábrán. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.104. ábra – Amfibol (andezitben, Sátorosi-kőfejtő) főzónajellegének meghatározása (II.). Most a csillám segédlemez használjuk. A bal képen szubtraktívot, a jobb képen addíciót tapasztalunk a maximális interferenciaszínhez képest (III.97/C kép). A segédlemez törésmutatóinak irányával összevetve megállapítható, hogy pozitív főzónajellegű az ásvány.

OPTIKAI JELLEG

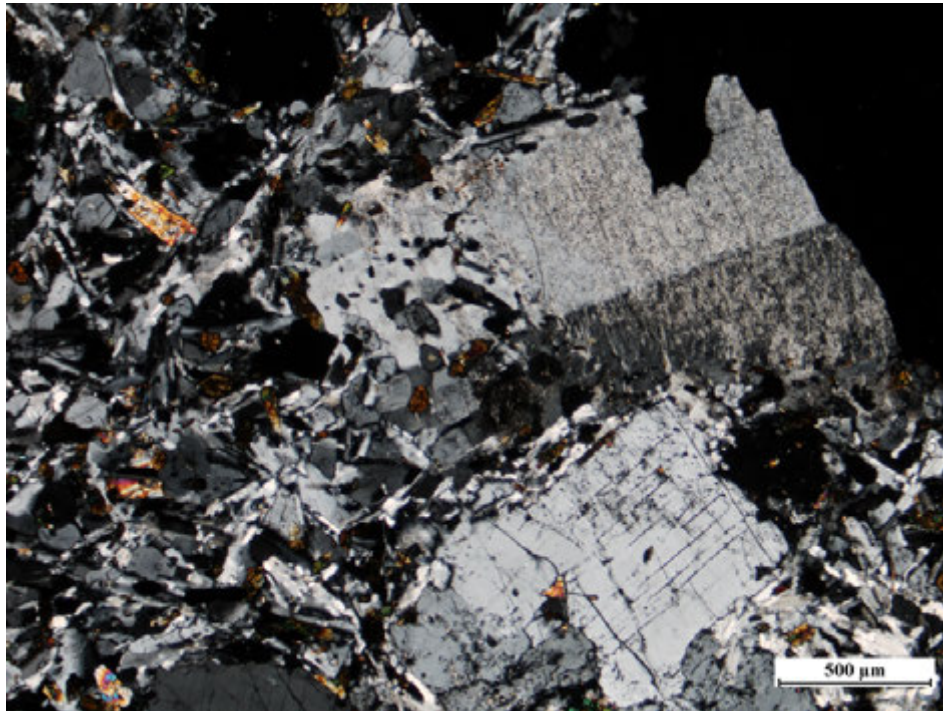
Az egyes ásványok optikai jellege szintén nagyon jellemző az illető ásványra, ezért meghatározása fontos lehet. Az egytengelyű és a kéttengelyű ásványok pozitív, illetve negatív optikai jellege definíciószerűen meghatározott

Az optikai jelleg meghatározása kovergens fényben történik, amelyet a tárgyasztal alatti kondenzorban elhelyezett előtétlencse beiktatásával érhetünk el. A tengelykép megfigyeléséhez a tubuson levő Amici-Bertrand lencsét kell

bekapcsoljuk, vagy az egyik okulárt kivennünk. Az optikai jelleg részletes tárgyalása és meghatározása meghaladja e könyv kereteit, ezért nem foglalkozunk vele.

IKRESEDÉS

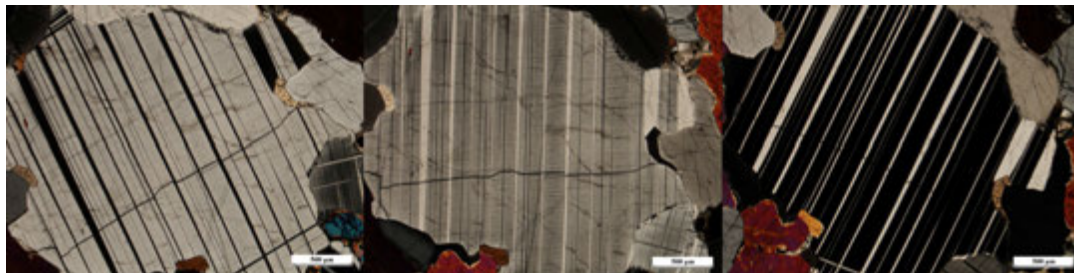
Több, a magmás kőzetekben lényeges elegyrész alkot ikreket, amelyek között kéttagú (pl. szanidin valamint az összes többi földpát, és több tagból álló poliszintetikus ikreket (pl. plagioklászok, mikroklin, ritkán és kevés ikertagból a piroxén és az amfibol) különböztetünk meg. Az egyes ikertagok orientációjukat tekintve 180° -ban térnek el egymástól. Mikroszkópban azt figyelhetjük meg, hogy az ikersíkra közel merőleges helyzetű (de legalább 30° -ban) metszetek keresztezett nikolok között eltérően oltanak ki, révén az ikertagok eltérő kioltási helyzetben vannak. Kéttagú ikrek esetén két, poliszintetikus ikrek esetén több (gyakran sok) ikertagot figyelhetünk meg. Azok a főtenyeges ásványok és rombos ásványok ikertagjai, amelyek ikersíkja párhuzamos vagy merőleges a „c” kristálytani tengelyre, egyszerre oltanak ki, ezért polarizációs mikroszkópban az ikresedésük nem figyelhető meg (pl. kvarc).



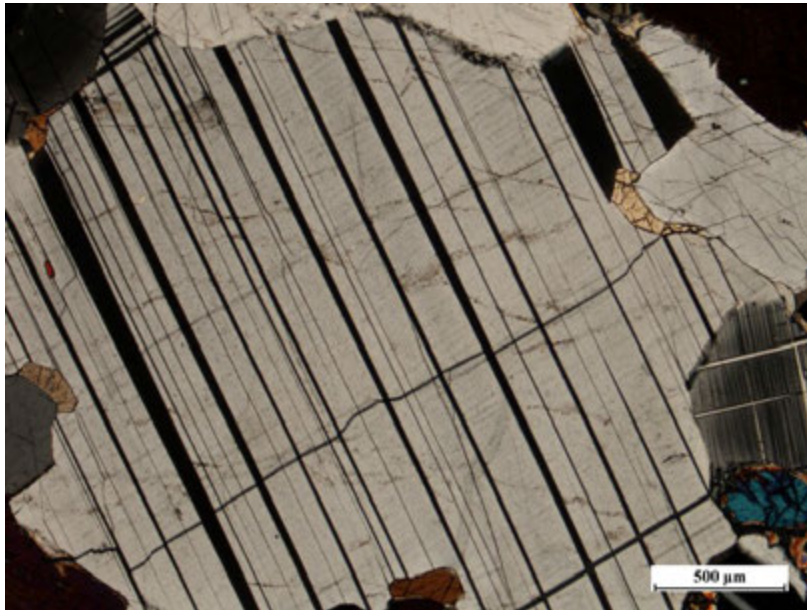
III.105. ábra – Kéttagú szanidiniker fonolitban. +N



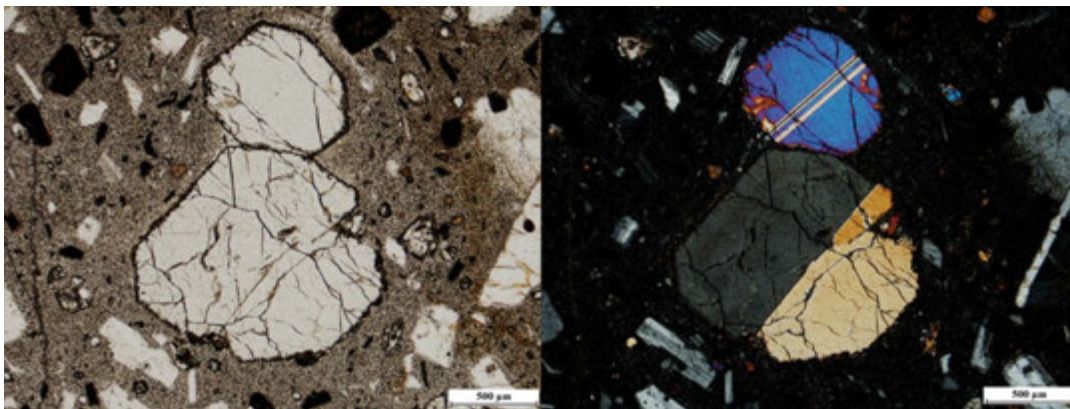
III.106. ábra – Egymáson átnőtt plagioklászok poliszintetikus ikerkristályai dioritban. +N.



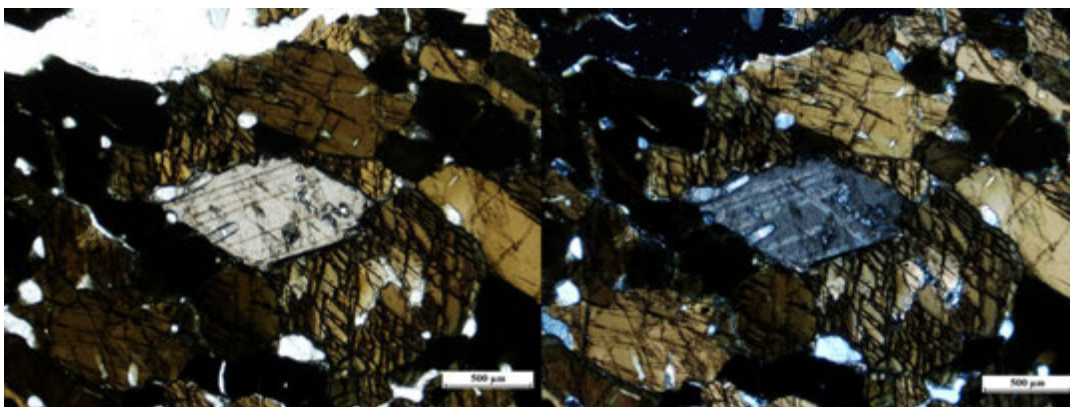
III.107. ábra – Plagioklász (gabbróban) szimmetrikus zónában vett kioltásának meghatározása. Először az ikerlemezek megnyúlási helyzetének megfelelően függőleges helyzetbe állítjuk az ásványt (középső kép). Ezután balra forgatjuk a tárgyasztalt, amíg az iker minden második tagja, melyek egyforma orientációjúak, kioltási helyzetbe nem kerülnek (bal kép), majd leolvassuk a tárgyasztalon kapott fokértéket. Ezután ellentétes irányba forgatjuk a tárgyasztal, amíg azt nem tapasztaljuk, hogy a többi ikertag olt ki (jobb kép). Most is leolvassuk a tárgyasztal nóniuszkálája segítségével az adott helyzetnek megfelelő fokértéket. Ha a két érték különbsége 5° -on belül van, akkor az átlaguk lesz a szimmetrikus zónában vett kioltás, ami függ a plagioklász összetételétől, így annak meghatározására használható. Példánkban mintegy 30° -nak adódik, ami labradoritos összetételt jelent. Mindegyik kép +N.



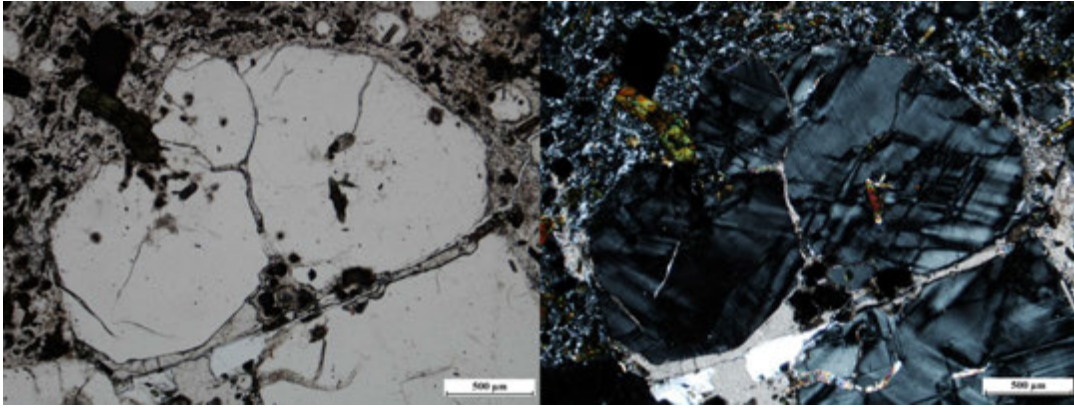
III.13. animáció: Plagioklász (gabbróban) szimmetrikus zónában vett kioltásának meghatározása. Részletes magyarázat a III.107. ábrán. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.108. ábra – Poliszintetikus (felső) és kéttagú (alsó) augit ikerkristályok (látitban, Gleichenberg). Baloldalt 1N, jobboldalt +N.



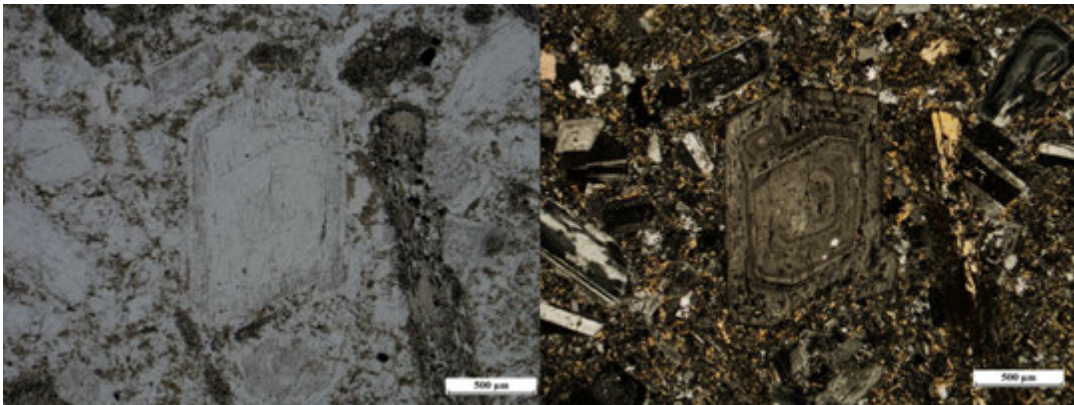
III.109. ábra – Titanit (alkáli gabbróban) nyomási ikerlemezsége. Balra 1N, jobbra +N.



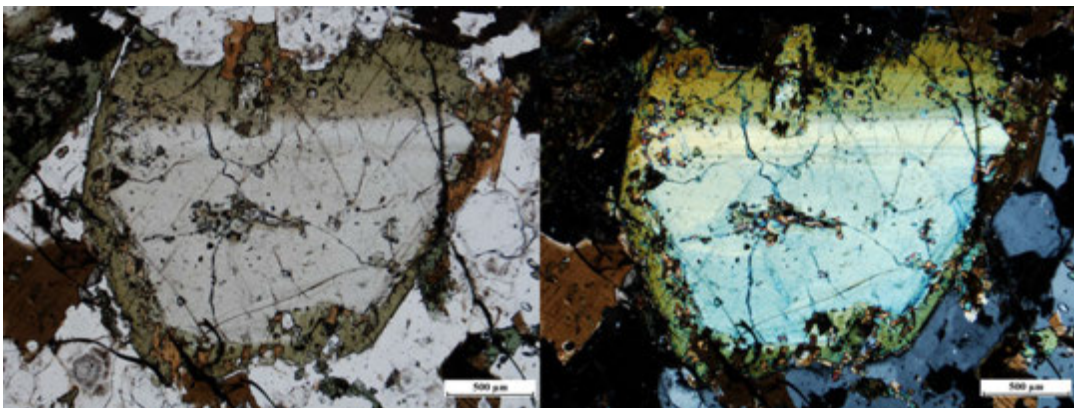
III.110. ábra – Leucit parkettás ikerlemezsége (csak keresztezett nikolokkal látható). Balra 1N, jobbra +N.

ZÓNÁSSÁG

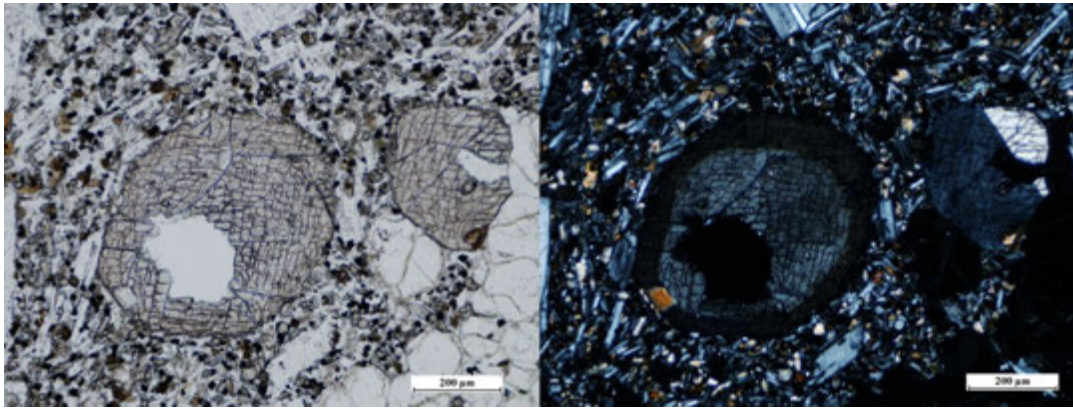
Egyes ásványok kémiai összetétele az ásvány magja és szegélye között változhat a magmás kristályosodás során. A változás lehet folyamatos (pl piroxén, amfibol), vagy oszcilláló (pl. plagioklász). Ez az illető ásványok belső és a külső részeinek optikai tulajdonságai közötti különbséggel jár együtt. Leggyakrabban a szín, illetve a kioltási szög változása figyelhető meg polarizációs mikroszkópban. A leírás során figyelni kell arra, hogy a zónásságot azoknál a kristályoknál figyeljük meg, amelyeknél a metszet a kristály belső magját is tartalmazza, mert azoknál a metszeteknél, amelyek csak a kristály szegélyét metszik át a zónásság nem vagy csak kevésbé figyelhető meg, és ez az értelmezésben téves következtetések levonását vonhatja maga után



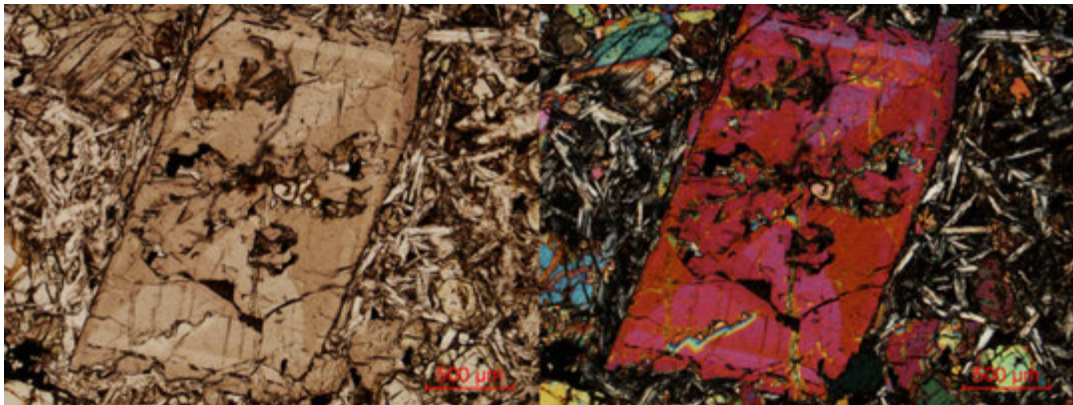
III.111. ábra – Oszcillációs zónás plagioklász (andezitben, Sátorosi-kőfejtő). Balra 1N, jobbra +N.



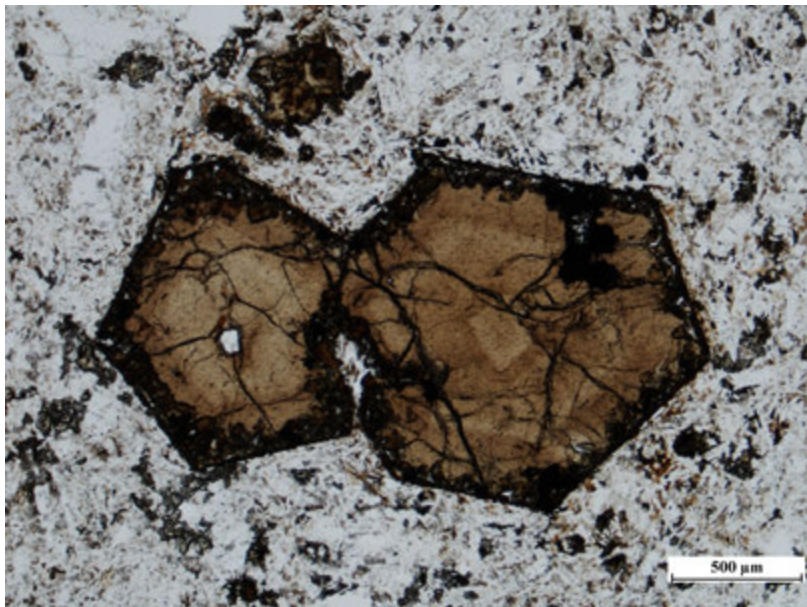
III.112. ábra – Oszcillációs zónás augit (foidotlitban, Günsehals). Balra 1N, jobbra +N.



III.113. ábra – Zónás augit (tefritben, Vezúv). Balra 1N, jobbra +N.



III.114. ábra – Szektorzónás (homokóra) titánaugit (bazaltban, Steinberg). Balra 1N, jobbra +N.

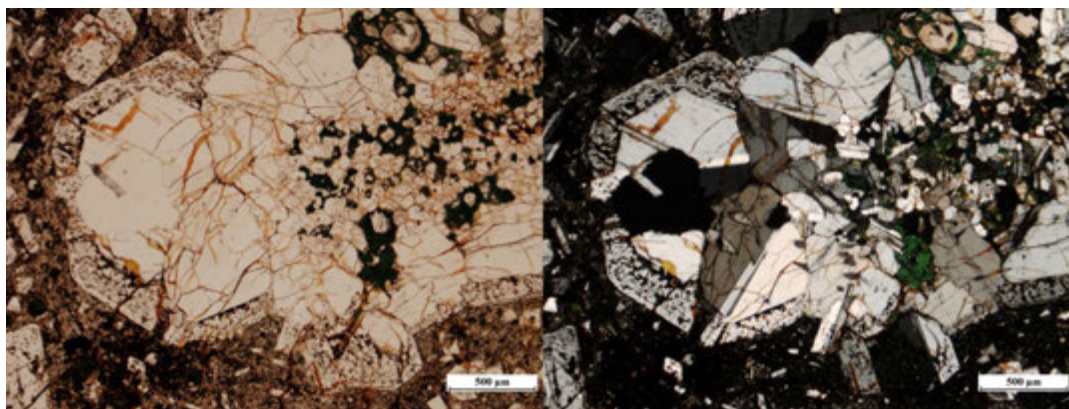


III.115. ábra – Színzónás gránát (melanit, trachitban), 1N.

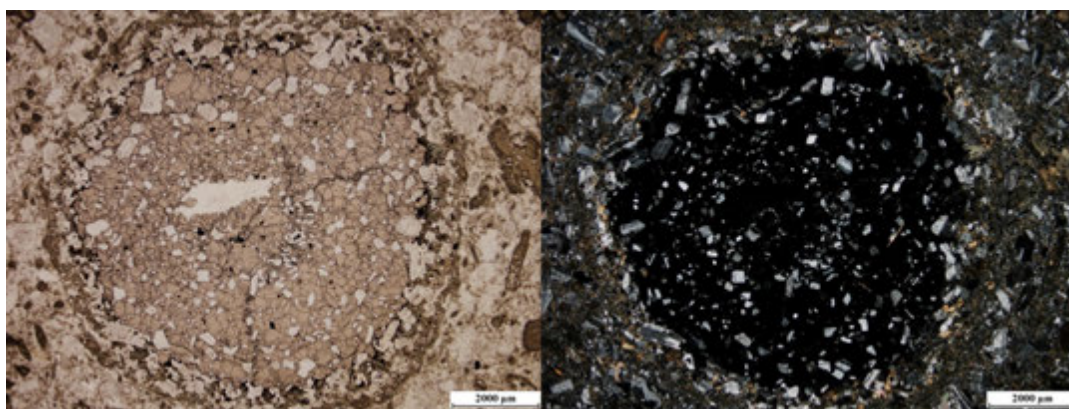
ZÁRVÁNYOSSÁG

A mikroszkópos vizsgálatok során fontos megfigyelni, ha valamely, nagyobb méretű ásvány zárványként más, nálánál általában jelentősen kisebb méretű ásványokat tartalmaz zárványként. A zárványok azt jelentik, hogy a

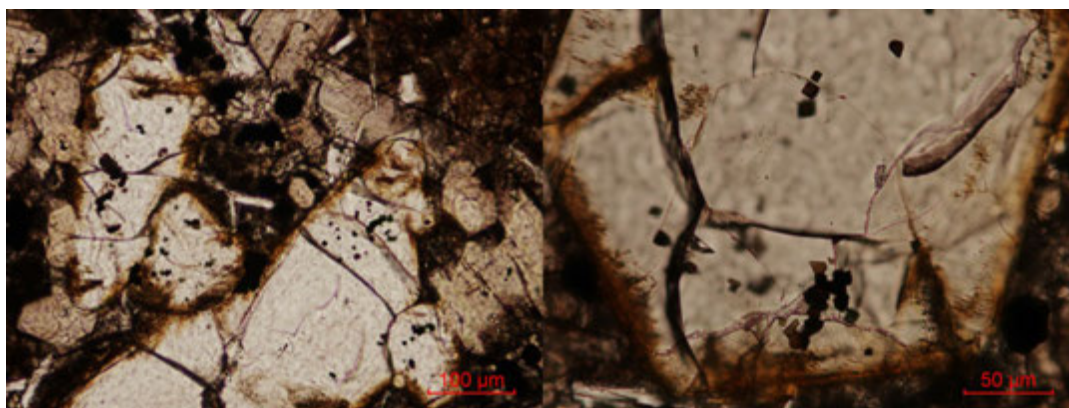
zárvány az őt befogadó anyaásványnál korábban, esetleg azzal egyidőben kristályosodott, de ez utóbbi esetben kristályosodása a befogadó ásványénál hamarabb befejeződött. A vizsgálatok során nem csak azt kell megfigyelni, hogy milyen fázisok alkotják a zárványokat, hanem azok elhelyezkedés is lényeges (pl. csak a befogadó ásvány magjában vagy csak a szegélyében, esetleg egyenletesen az egész ásványban megtalálható).



III.116. ábra – Olvadékszárványos plagioklász kumulátumban (andezitben, Cserkő-bánya). Balra 1N, jobbra +N.



III.117. ábra – Gránát plagioklász zárványokkal (andezitben, Sátorosi-kőfejtő). Balra 1N, jobbra +N.

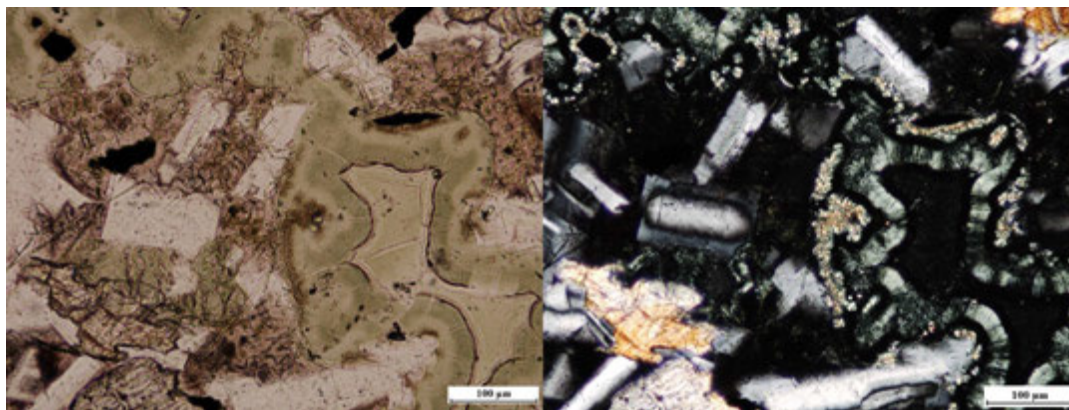


III.118. ábra – Krómspinell zárványok olivinben (bazaltban, Steinberg). Balra 1N, jobbra +N.

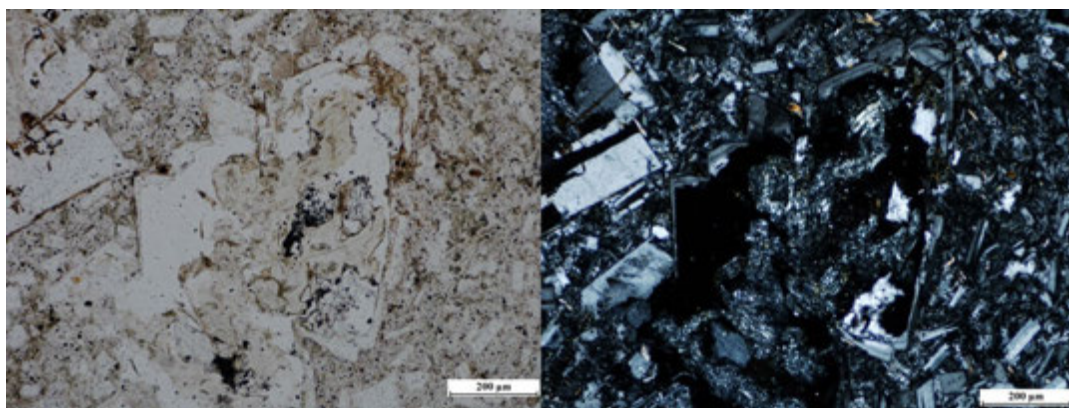
ÁTALAKULÁS

A nagy hőmérsékleten és nyomáson kikristályosodó magmás ásványok kisebb hőmérsékleten és nyomáson valamint illók (elsősorban H_2O jelenlétében) átalakulnak. Az átalakulási termékeik jellemzőek az egyes ásványokra, pl az olivin elsősorban szerpentinisedik, a monoklin piroxének, amfibolok, biotit kloritosodik, a földpátok szerpitesednek, és gyakorlatilag minden szilikát agyagásványosodik stb. A mikroszkópos vizsgálatok során nem csak a minőségi

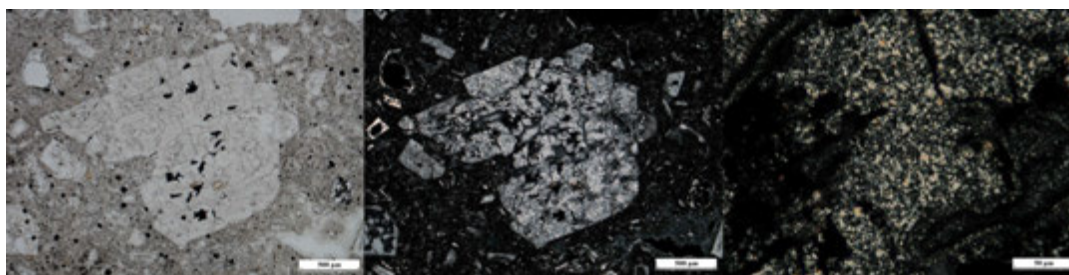
átalakulást (vagyis, hogy milyen elegyrésszé), hanem annak mértékét (mennyire erőteljesen) is meg kell figyelni. Általában az átalakulás a szemcsék sarkainál, a szegélyén és a hasadások mentén kezdődik, illetve ott a legerőteljesebb, révén az oldatok ezeken a részeken érintkeznek leginkább az ásványokkal. A zónássághoz hasonlóan itt is figyelniük kell arra, hogy olyan szemcséket figyeljünk meg, amelyek metszetei teljes vagy közel teljes keresztmetszetben tárják fel az ásványt, különben tévesen következtethetünk egyes ásványok átalakultságának mértékére, ha pl. egy, a szegélyén átalakult ásvány teljesen átalakult szegélyzónájából áll a metszetünk. Mindemellett az átalakulási termékek gyakran annyira finom szemcséséek, hogy pontos meghatározásuk polarizációs mikroszkópban nem lehetséges, ez esetben további műszeres vizsgálatokat kell végeznünk a meghatározásuk érdekében.



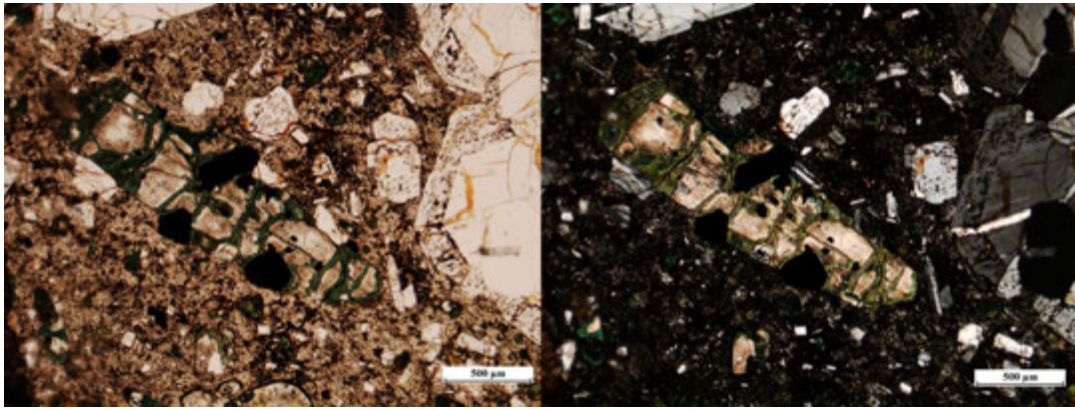
III.119. ábra – Agyagásványosodás (I.): nontronitosodó kőzetűveg (andezitben, Bér). Balra 1N, jobbra +N.



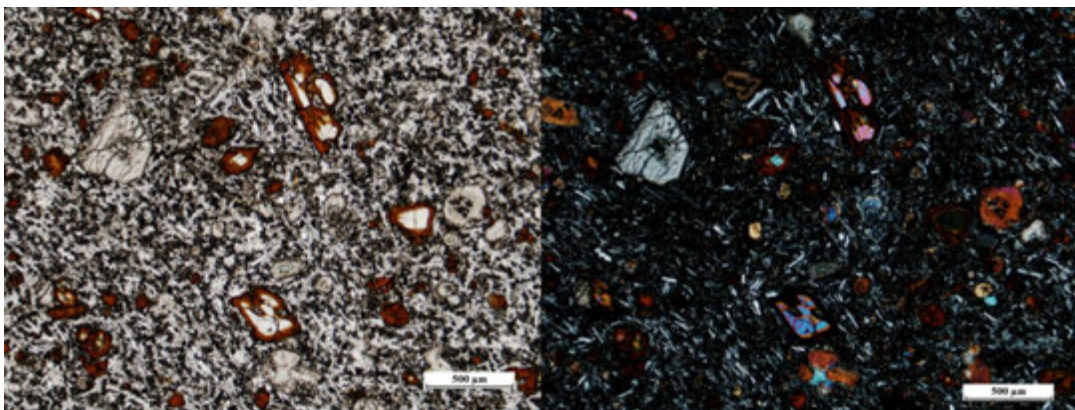
III.120. ábra – Agyagásványosodás (II.): montmorillonitosodó plagioklász (andezitben). Balra 1N, jobbra +N.



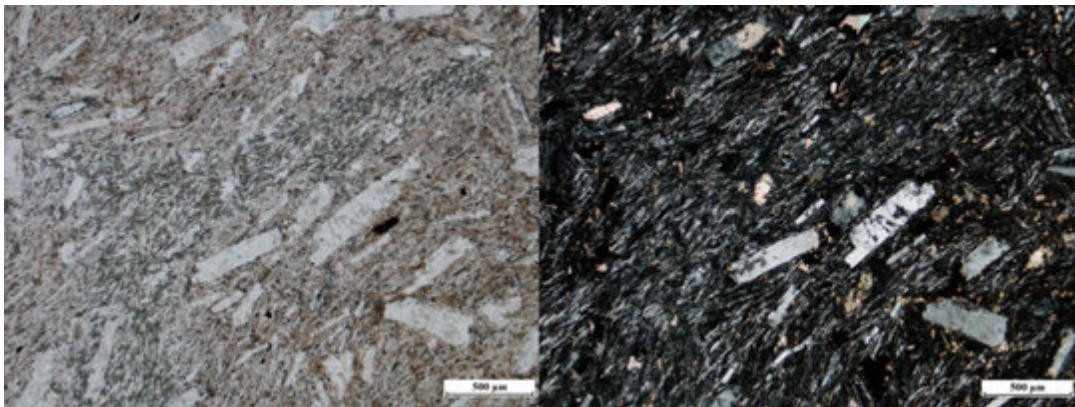
III.121. ábra – Agyagásványosodás (III.): kaolinné alakuló plagioklász (andezitben, Telkibánya). A jobb kép a közepsőének a nagytársa. Balra 1N, közepén és jobbra +N.



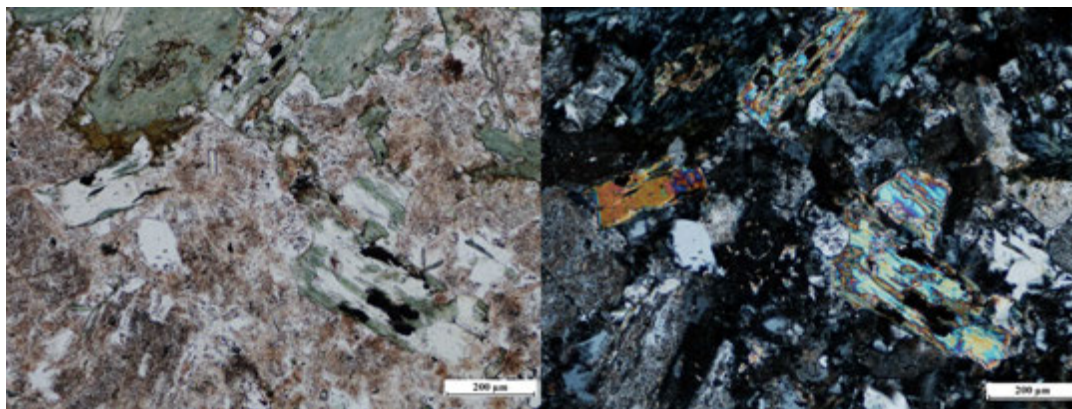
III.122. ábra – Ortopiroxén utáni kalcit+glaukonit (zöld) pseudomorfóza (andezitben, Cserkő-bánya). Balra 1N, jobbra +N.



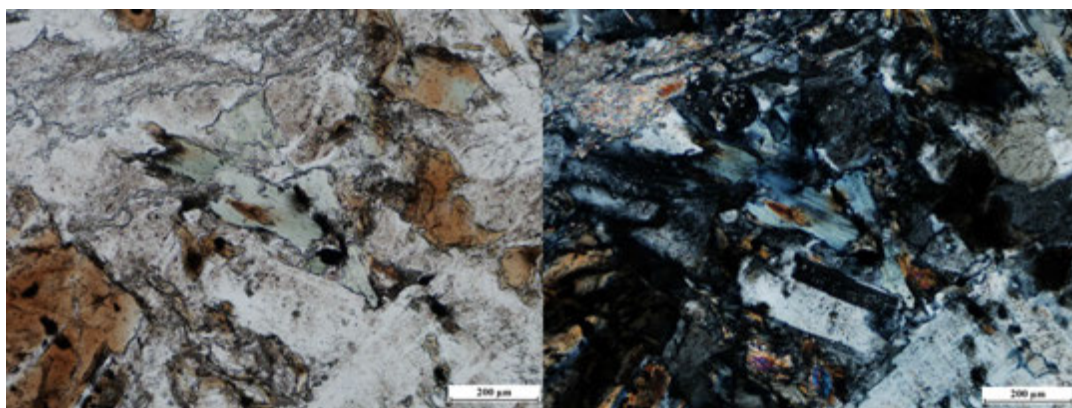
III.123. ábra – Iddingzitesedett olivinek (bazanitban, Kisbánya). Balra 1N, jobbra +N.



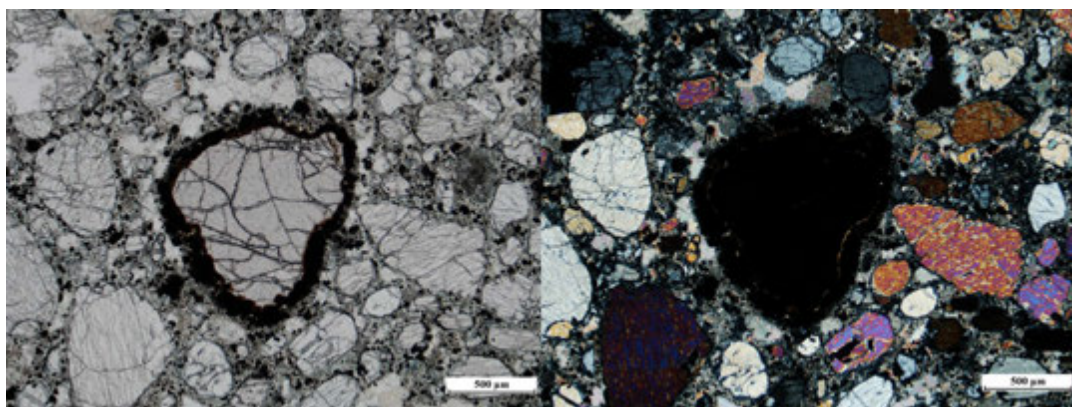
III.124. ábra – Kalcitosodott szanidinek (fonolitban, Szamár-hegy). Keresztezett nikollal látható jól a kalcitosodás. Balra 1N, jobbra +N.



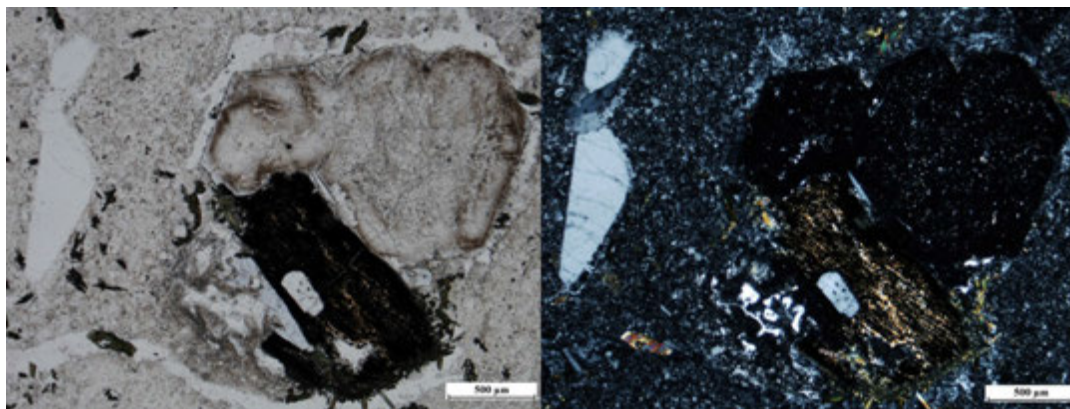
III.125. ábra – Kifakult, kloritosodott biotit (dácitban) (a képek jobb alsó negyedében) Balra 1N, jobbra +N.



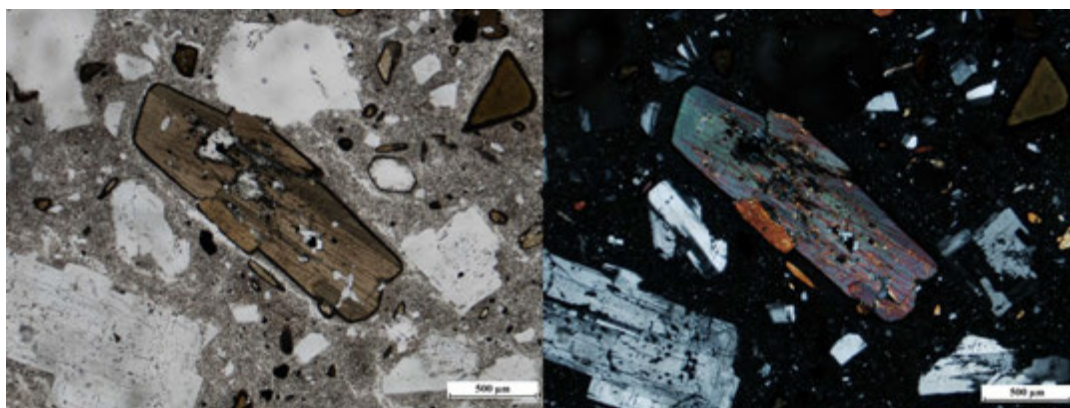
III.126. ábra – Kloritosodott biotit (tonalitban, Szarvaskő). Balra 1N, jobbra +N.



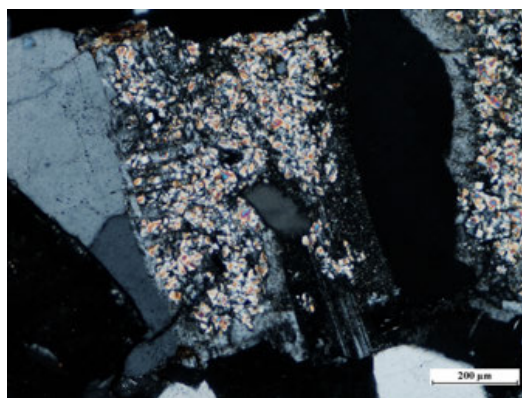
III.127. ábra – Gránát körüli kelifites szegély (kimberlitben, Kentucky). Balra 1N, jobbra +N.



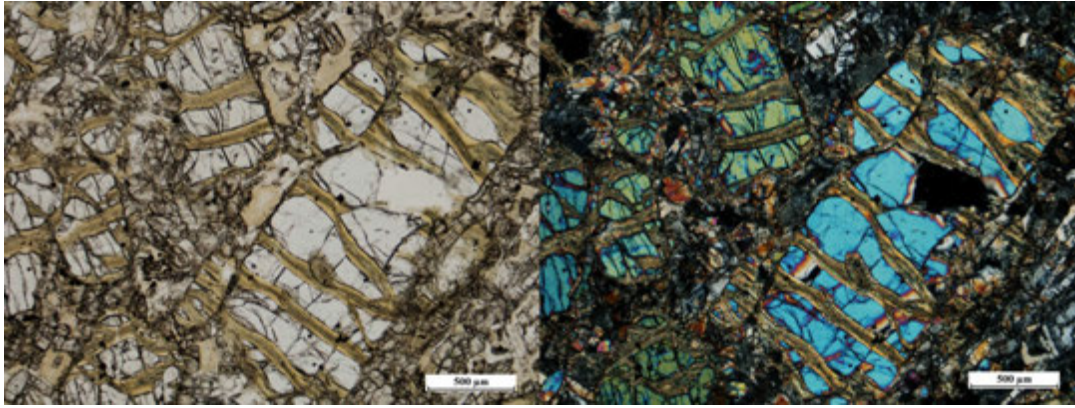
III.128. ábra – Opacitosodott biotit szodalittal és szanidinnel (fonolitban, Laacher-See). Balra 1N, jobbra +N.



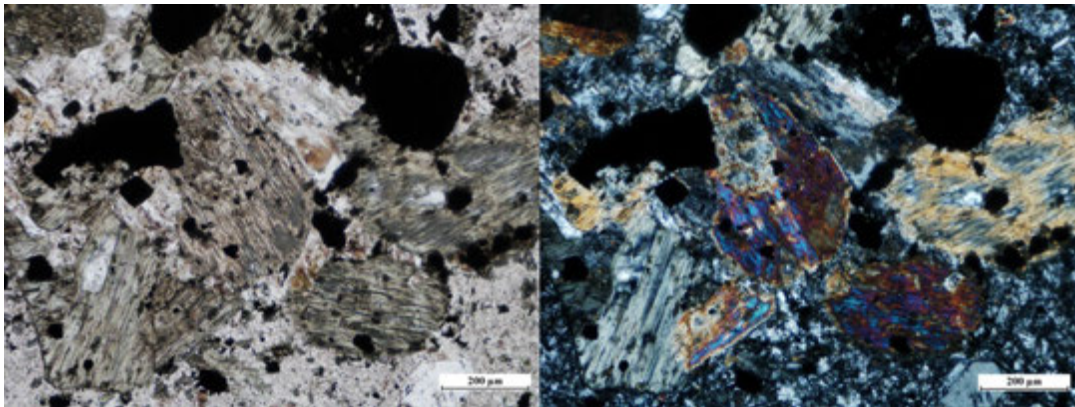
III.129. ábra – Opacitosodott amfibol (andezitben, Visegrád). Balra 1N, jobbra +N.



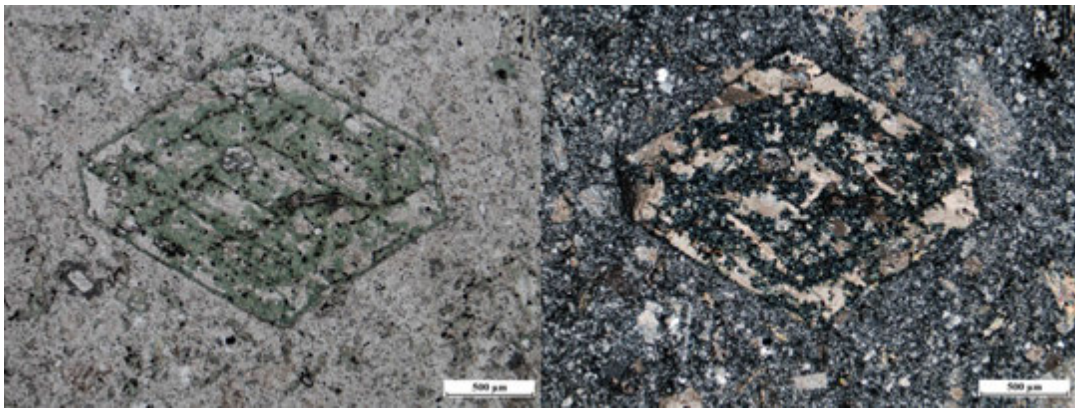
III.130. ábra – Szericitosedett (finomszemcsés muszkovit) plagioklász (gránitban, Predazzo), +N.



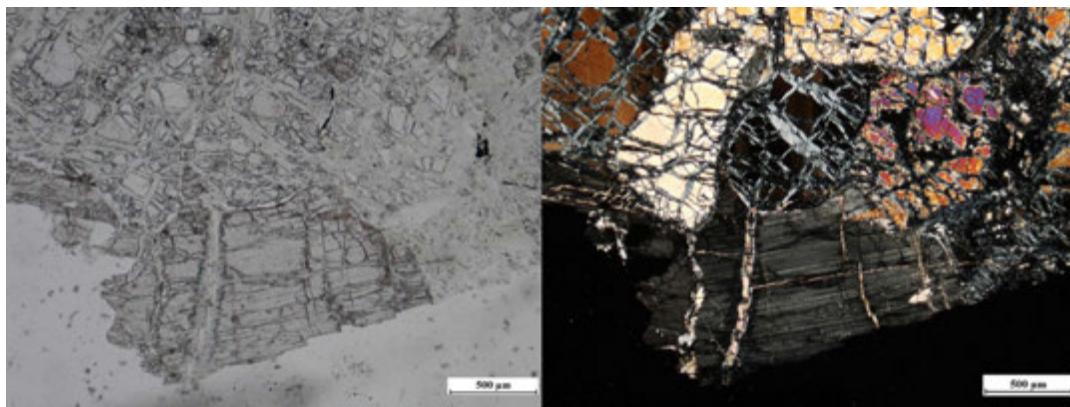
III.131. ábra – Szerpentinisedett olivin (peridotitban, Ciprus). Balra 1N, jobbra +N.



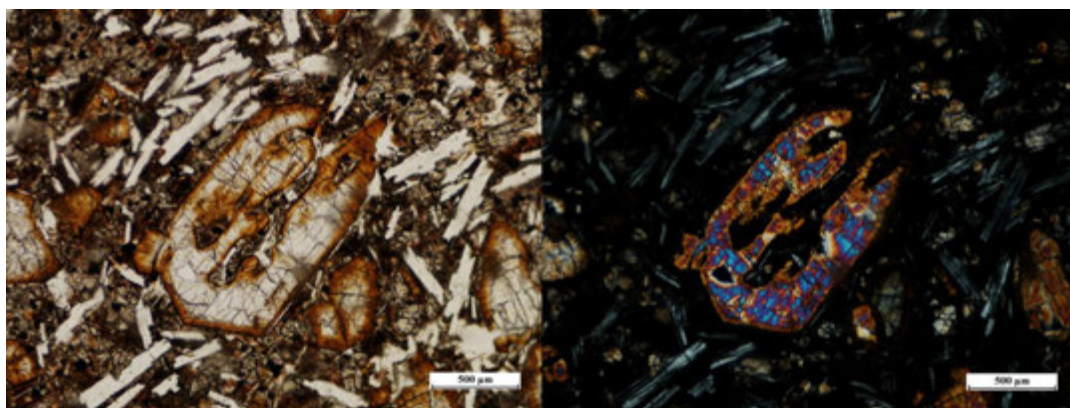
III.132. ábra – Uralitosodott (finom, szálás amfibollá alakult) piroxén (andezitben, Nadap). Balra 1N, jobbra +N.



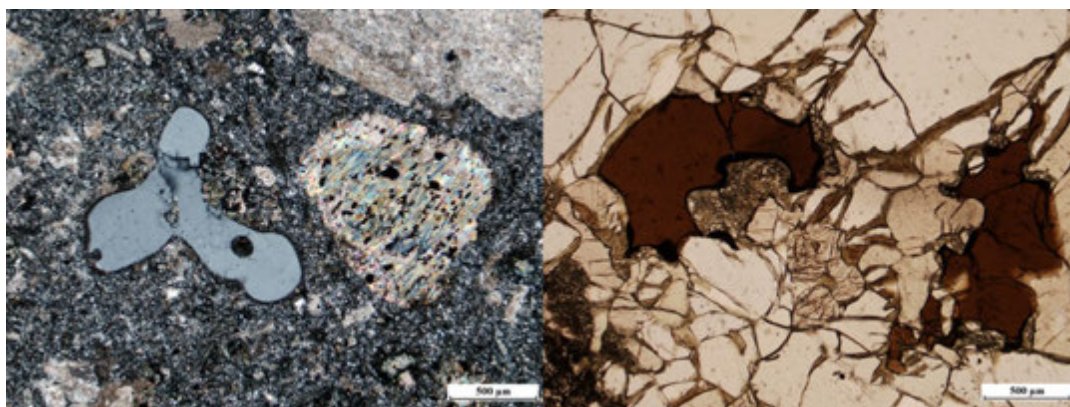
III.133. ábra – Amfibol utáni kloritból, kalcitból és rutiltól álló pszeudomorfóza (dácitban). Balra 1N, jobbra +N.



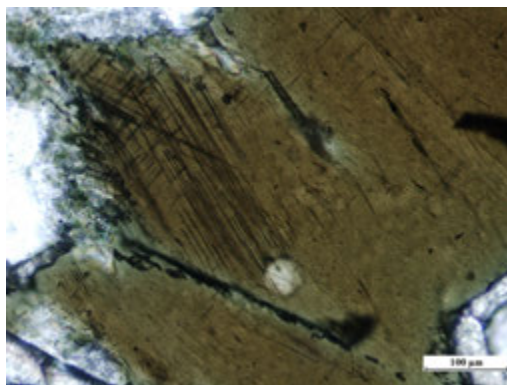
III.134. ábra – Klinopiroxén szétegyedési lamellák ortopiroxénben (harzburgitban, Kuba). Balra 1N, jobbra +N.



III.135. ábra – Rezorbeált, iddingsitosedett olivin (bazaltban, Balatonboglár). Balra 1N, jobbra +N.



III.136. ábra – Rezorbeált kvarc (balra, +N; dácitban) és rezorbeált pikotit (jobbra, 1N; harzburgitban, Somoskő).



III.137. ábra – Szagenitrács (vékony, tűs rutil) biotitban (alkáli gabbróban), 1N.

MENNYISÉGI VISZONYOK

A kőzetek vizsgálata során a minőségi meghatározás mellett az egyes ásványok pontos mennyiségi meghatározására is szükségünk lehet, hiszen például egy kőzetet a Streckeisen-diagramban pontosan csak az őt alkotó lényeges elegyrészeknek pontos összetétele ismeretében tudjuk elhelyezni. Az ásványok mennyiségi meghatározását a magmás kőzetek esetében ún. térfogatszázalékos kiméréssel határozhatjuk meg. Ezt a vékonycsiszolatban az elegyrészek négyzetháló segítségével történő felületszázalékos meghatározásával érhetjük el

III.7. Kőzetalkotó elegyrészek és mikroszkópos felismerésük

Ebben a fejezetben a legfontosabb kőzetalkotó ásványok petrográfiai mikroszkópban megfigyelhető tulajdonságait tekintjük át. A leírás során elsősorban a meghatározásnál fontos bélyegeket ismertetjük sokszor a pontos adatok nélkül, a részletes adatokat számos kézikönyv részletesen közli. Az egyes ásványok leírásánál kiemelten kezeltük a magmás kőzetek lényeges elegyrészeit, miután ezek meghatározása a legfontosabb ahhoz, hogy a vizsgált kőzetet a magmás kőzetrendszerben el tudjuk helyezni. Az egyes ásványcsoportok (pl. piroxének, amfibolok) jellemzésénél jelen könyvben csak a magmás kőzetekben megjelenő típusok tulajdonságait adtuk meg.

III.7.1. Elsődleges, lényeges elegyrészek

KVARC

Rendszer: hexagonális, 573°C alatt trigonális

Hasadás: nincs

Alak, habitus, metszetek: izometrikus, kerekded; xenomorf, nagyon ritkán egyes vulkáni eredetű kőzetekben hipidiomorf

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen

Törésmutató: kicsi; 1,544-1,553; a kanadabalzsaménál, műgyantáénál nagyobb

Maximális interferenciaszín: I. rendű fehérés szürke

Kioltás: egyenes (nem figyelhető meg); mélységi kőzetekben gyakran hullámos

Optikai jelleg: egytengelyű, +

Főzónajelleg: nem értelmezhető

Iker: vékonycsiszolatban nem látható

Zárvány: gyakran sok apró, fluid és gázzárvány, ritkábban szilárd fázisú zárványok. A sok zárvány a felületet kissé zavarossá teszi

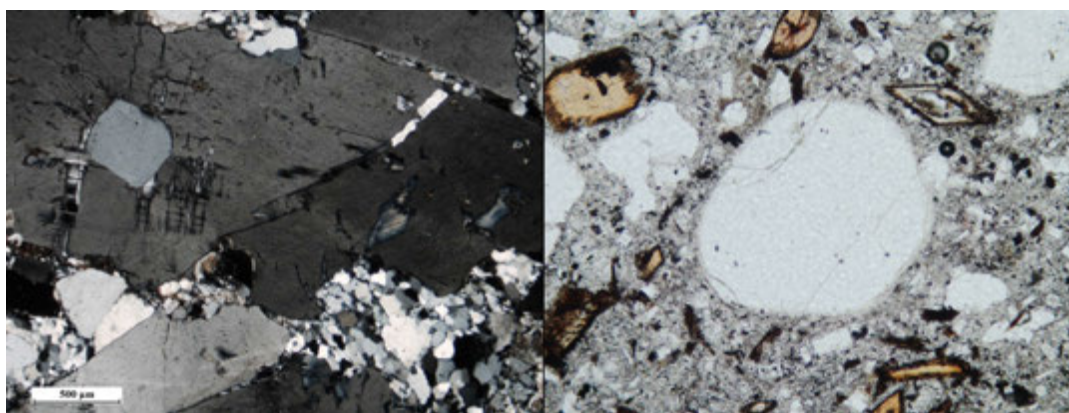
Egyéb: vulkáni eredetű kőzetekben rezorpció megfigyelhető

Átalakulás: nincs

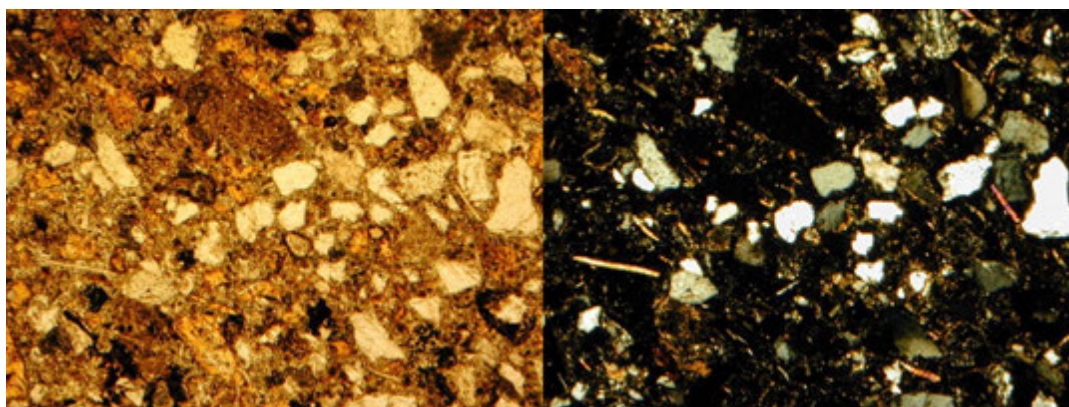
Genetika: savanyú magmás kőzetekben, mandulakövekben másodlagosan

Felismerés: Színtelen, izometrikus, kis (de a kanadabalsaménál valamivel nagyobb) törésmutatójú, izometrikus, xenomorf, nem hasadó, kis kettőtörésű, elsősorban egyedi szemcsékként előforduló ásvány. Mindig üde.

Elkülönítés: A kvarc magmás kőzetekben leginkább a földpátokkal téveszthető össze, de a földpátok törésmutatója (kivéve az oligoklásznál bázisosabb plagioklászokat) kisebb, és hasadásuk megfigyelhető, emellett gyakran ikresednek. Nefelinnel szintén összetéveszthető, ebben az esetben a nefelin negatív optikai jellege, a kanadabalsamnál kisebb törésmutatója, a két ásvány általában eltérő alakja, és – ha megjelenik – a nefelin gyenge hasadása – alapján különíthető el.



III.138. ábra – Kvarc mikroszkópos képe. Balra: kvarc mikroklinben (keresztezett nikolok; gránitaplit, Erdősmecke). Jobbra: kerekded (rezorbeált) kvarc dácitban (Csomád; egy nikolos kép)



III.139. ábra – Kvarc kristályok (xenokristályok) a kissomlyói bazalttufában (egy nikolos és keresztezett nikolos képek)

KÁLIFÖLDPÁTOK

A tárgyalt káliföldpátok közül mélységi kőzetekben az ortoklász és a mikroklin, a vulkáni kőzetekben a szanidin fordul elő.

Rendszer: monoklin (ortoklász, szanidin), triklin (mikroklin)

Hasadás: (010) és (001) kitűnő; továbbá a szanidinnak a megnyúlásra merőleges harántelválása a vulkáni kőzetek fenokristályaira jellemző.

Alak, habitus, metszetek: táblás, esetenként nyúlt oszlopos (szanidin), ami kissé vagy erőteljesebben megnyúlt, közel téglalap alakú metszeteket jelent. Mélységi kőzetekben hipidiomorf vagy xenomorf, kissé nyúlt vagy zömök és általában nagyméretű. Vulkanai kőzetek porfíros elegyrészeként a szanidin vékonyabb, vastagabb téglalap alakú, idiomorf-hipidiomorf, az alapanyagban elsősorban nyúlt, oszlopos

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen, esetenként halványbarna a nagyon finomszemcsés, diszperz eloszlású hematittól.

Törésmutató: kicsi, a kanadabalzsamnál kisebb: 1,518-1,540

Maximális interferenciaszín: I. rendű szürke

Kioltás: általában ferde, ritkán a szanidin és az ortoklász egyes metszetei egyenesen is kiolthatnak

Optikai jelleg: kéttengelyű negatív

Főzónajelleg: változó

Iker: a szanidin és az ortoklász kéttagú, a mikroklin a kéttagú ikrek mellett kétirányban poliszintetikusán ikres is, amely finom kereszttrácsolott ikerlemezséget mutat.

Zárvány: előfordulhatnak, gyakori a nagyon finomszemcsés, diszperz eloszlású hematit

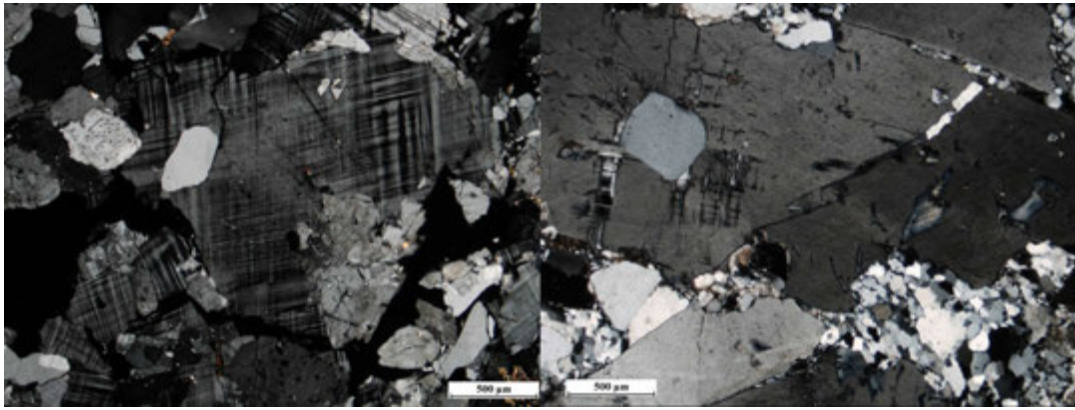
Egyéb: A káliföldpátok, elsősorban a mélységi vagy szubvulkáni kőzetekben pertitesednek, ami a Na albitorsók formájában történő orientált kiválását jelenti. Az albitorsók egymással párhuzamosan, valamivel magasabb (I. rendű szürkésfehér) interferenciaszínük alapján ismerhetők fel.

Átalakulás: szericitté, és agyagásvánnyá (elsősorban kaolinité)

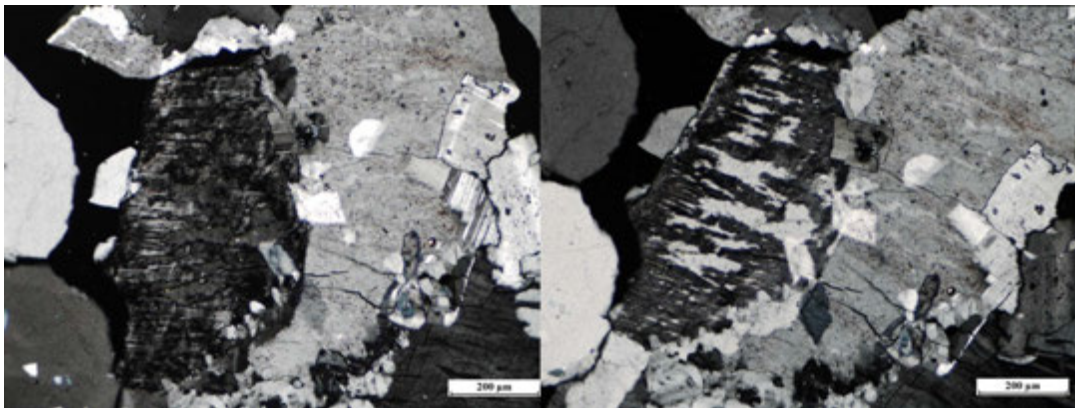
Genetika: savanyú, illetve K-ban dús neutrális kőzetekben, alkáli kőzetekben, elsősorban gránit és szienit változatokban, foyaitban, monzonitban, kisebb mennyiségben granodioritban és ezek vulkáni-szubvulkáni változataiban. Az ortoklász és a mikroklin mélységi, a szanidin vulkáni kőzetekben fordul elő.

Felismerés: Színtelen, gyakran a finomszemcsés diszperz eloszlású hematit zárványok miatt halvány barna színű, a kanadabalzsamnál/múgyantánál valamivel kisebb törésmutatójú, zömöken vagy nyúltabban táblás, kitűnően hasadó, kis kettőtörésű, gyakran kéttagú ikreket alkotó ásványok. A hasadási vonalak nagyon vékonyak és gyakran csak röviden futnak le, a két irányú kitűnő hasadás következtében. A metszetek általában ferde kioltásúak. A mikroklin a többi tárgyalt földpáttól a kereszttrácsolatos megjelenésével egyértelműen felismerhető.

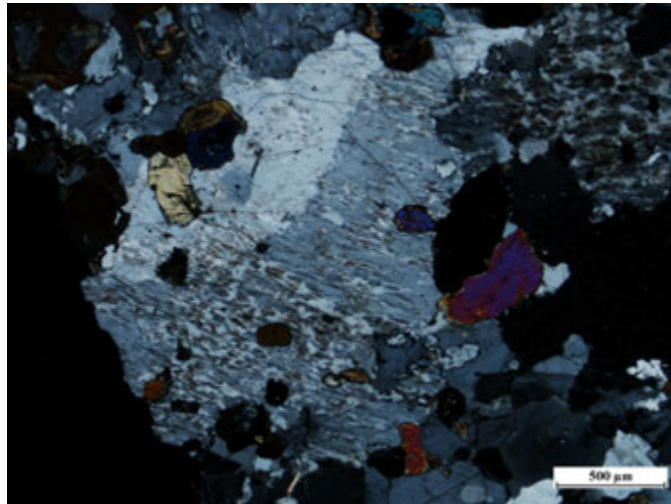
Elkülönítés: A káliföldpátok a plagioklászoktól az általában kisebb (a kanadabalzsamnál is kisebb) törésmutatójukkal (kivéve albit), valamint a plagioklászokra jellemző poliszintetikus ikerlemezség hiányával egyértelműen elkülöníthető. Mélységi kőzetekben a plagioklásznál általában nagyobb méretű. A mikroklin poliszintetikus ikerrácsolata nagyságrendekkel vékonyabb, mint a plagioklászok albit ikerlemezsége. A nefelintől az eltérő alak és a sokkal jobb hasadás, valamint a ferde kioltás alapján különíthető el.



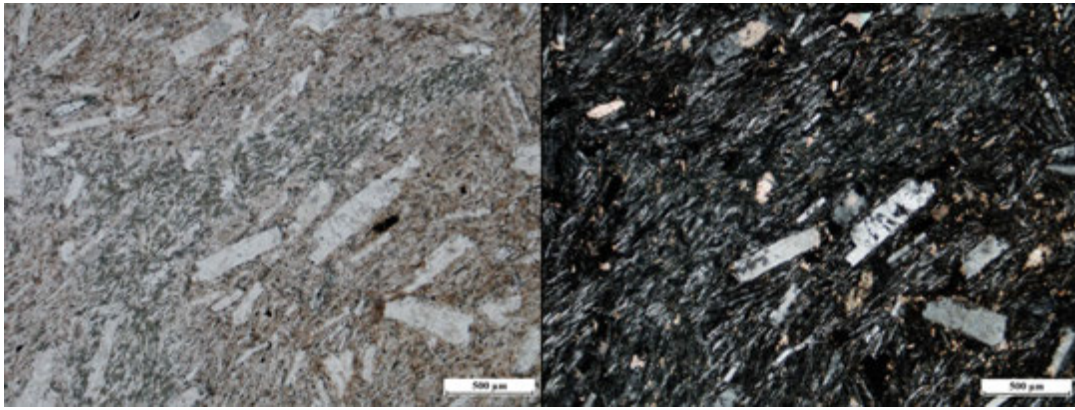
III.140. ábra – A mikroclin poliszintetikus ikerrácsozattal (bal oldal) és ikerrácsozat nélkül (jobb oldal) keresztezett nikolokkal készült fotókon (gránit, Mongólia).



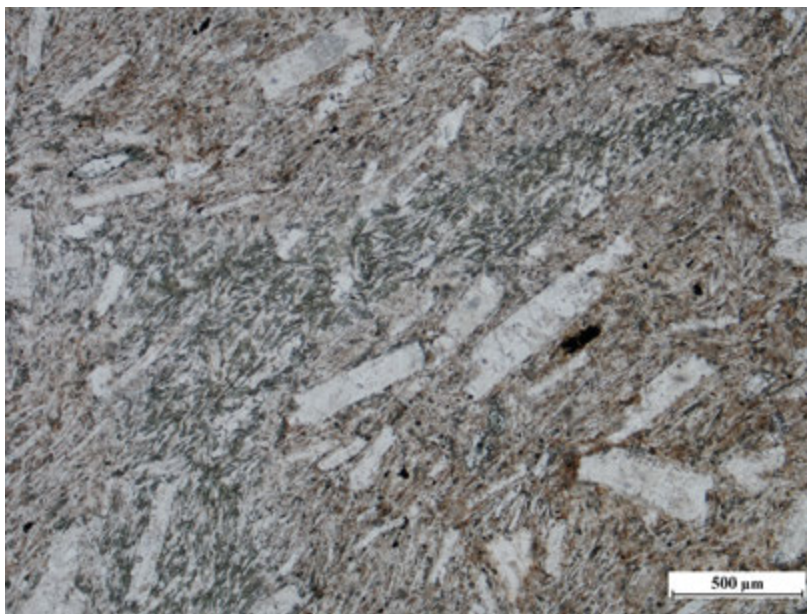
III.141. ábra – A mikroclin jellegzetes pertitisedése keresztezett nikolokkal készült fotókon (gránit, Mongólia).



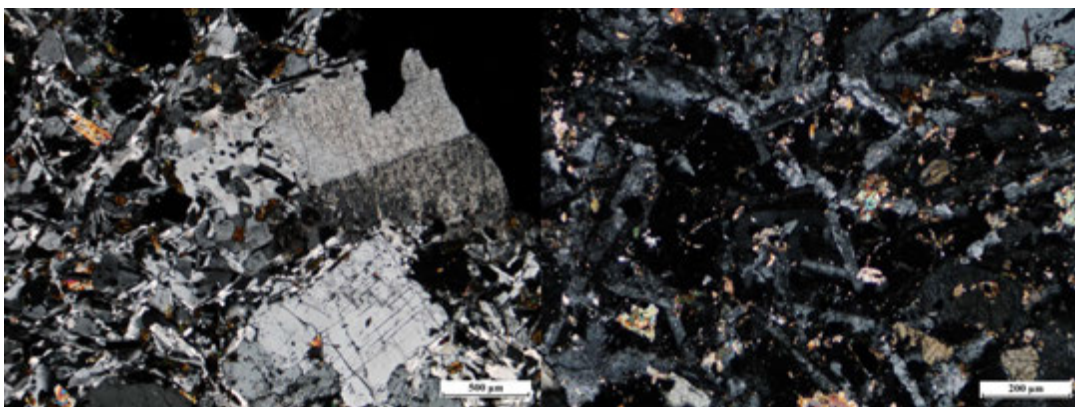
III.142. ábra – Perthites ortoklász monzonitban. Fotó: keresztezett nikolokkal.



III.143. ábra – A nikolok keresztezésének hatása fonolitban megjelenő szanidin fenokristályok esetében (Mecsek-hegység, Szamár-hegy)



III.14. animáció: A nikolok keresztezésének hatása fonolitban megjelenő szanidin fenokristályok esetében (Mecsek-hegység, Szamár-hegy). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.144. ábra – Szanidin fenokristályok fonolitban (Mecsek hegység). Fotó: keresztezett nikollokkal.

PLAGIOKLÁSZ**Rendszer:** triklin**Hasadás:** (010) és (001) kitűnő

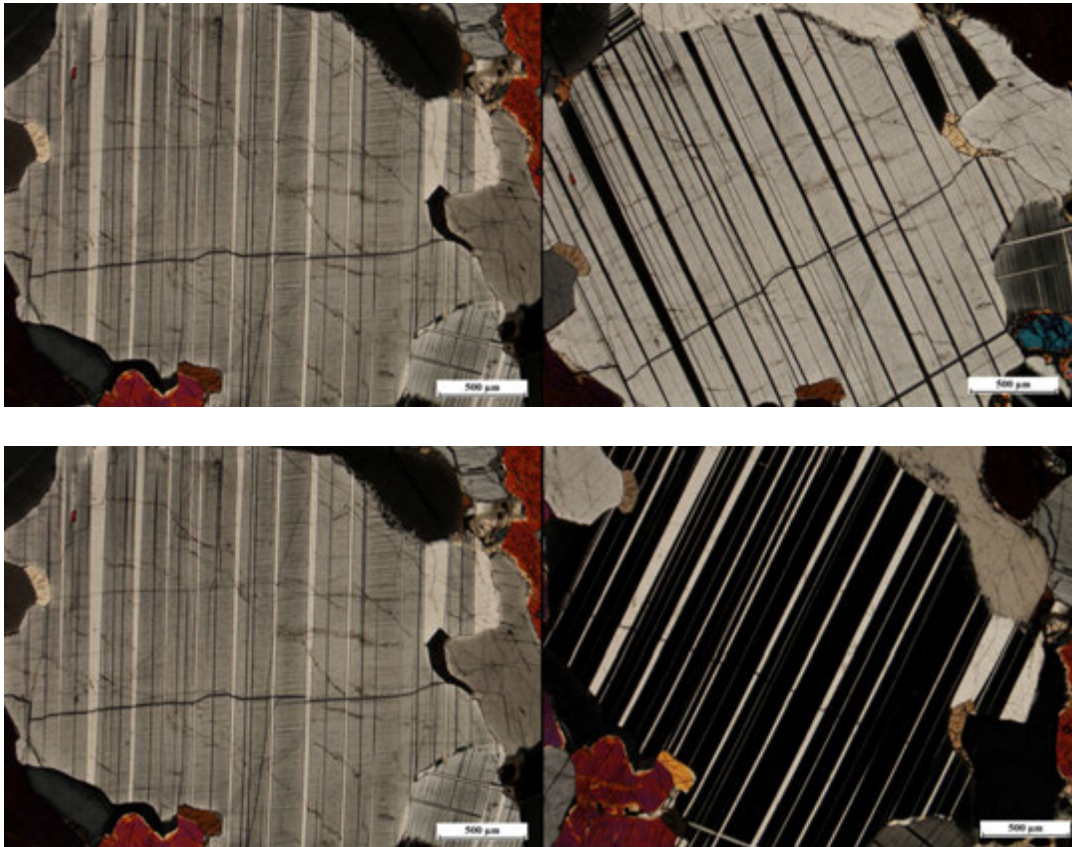
Alak, habitus, metszetek: táblás, a vulkáni kőzetek alapanyagában előfordulók gyakran nyúlt oszlopos, a pilitekben tús is lehet, vagyis a hülés sebességének növekedésével egyre nyúltabbá válik. ami kissé vagy erőteljesebben megnyúlt, közel téglalap alakú metszeteket jelent. Mélységi kőzetekben hipidiomorf vagy xenomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf-hipidiomorf. Nagyon gyakori a rezobeálódás következtésben kialakult visszaoldott felület, amelyet az esetek nagy részében egy sajátalakú szegély nő körbe.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen**Törésmutató:** kicsi, esetleg közepes 1,518-1,590; az albittól az anortitig nő.**Maximális interferenciaszín:** I. rendű szürke-fehéres szürke (összetételtől függően kissé változik, a legnagyobb kettőtörése az anortitnak valamint az albitnak van).**Kioltás:** ferde**Optikai jelleg:** kéttengelyű, az összetétel függvényében változó**Főzónajelleg:** változó**Iker:** legjellemzőbb a 010 szerinti poliszintetikus ikresedés. Emellett gyakran alkot kettős ikreket, a szintén poliszintetikus periklin ikresedés ritka.**Zárvány:** gyakran tartalmaz szilárd fázisú (ásvány) zárványokat. A vulkáni kőzetek plagioklász fenokristályainak szegélyzónájában gyakori a kőzetüveg zárványok jelentős mennyisége.**Egyéb:** A vulkáni kőzetekben előforduló plagioklász fenokritályok szinte mindig zónásak. A zónáság általában Ca-gazdagabb magból és Ca-szegény szegélyből áll, de gyakori az oszcillációs zónáság is. A káliföldpátokéhoz hasonlóan az intruzív kőzetekben magas hőmérsékleten kikristályosodott Na-gazdag plagioklászból a káliföldpát orientáltan szételegyedik, amit antipertitnek nevezünk**Átalakulás:** szericitté, agyagásvánnyá (elsősorban montmorillonittá) gyakran átalakul, emellett a Ca-ban gazdag plagioklász megfelelő körülmények között kalcitá alakulhat. Minél bázisosabb a plagioklász, annál inkább hajlamos az átalakulásra. Itt kell megjegyezni, hogy a plagioklászban előforduló üvegzárvány gyakran kloritosodik.**Genetika:** A plagioklász magmás kőzetekben a savanyútól a bázisos összetételűig gyakran és nagy mennyiségben előfordul. Összetételét tekintve a savanyú és az alkáli kőzetekben albitos és oligoklászos, a neutrális-intermedier kőzetekben andezines, a bázisos kőzetekben labradoritos-bytownitos összetételű. A vulkáni kőzetekben a zónás plagioklász a magtól a szegély felé általában savanyúbb összetételű. Az alapanyagban előforduló plagioklász szintén savanyúbb, legtöbbször a porfiros plagioklász szegélyének összetételéhez hasonló.**Felismerés:** Színtelen, kis törésmutatójú, de - az albit kivételével – a kanadabalzsaménál/mügyantánál valamivel nagyobb törésmutatójú, zömöken vagy nyúltabban táblás, kitűnően hasadó, ferdén kioltó, kis kettőtörésű, magmás kőzetekben szinte mindig poliszintetikus ikreket alkotó ásvány. A vulkáni kőzetekben a zónáság nagyon jellemző.**Elkülönítés:** A magmás kőzetekben előforduló plagioklász egyik legfontosabb ismertetőjele a poliszintetikus ikerlemezesség megjelenése. A káliföldpátoktól ezzel és (az albit kivételével) a kanadabalzsaménál/mügyantánál nagyobb törésmutatójával különíthető el. Mélységi kőzetekben általában megfigyelhető, hogy a plagioklász a káliföldpátnál kisebb méretű. Az esetek jelentős részében a plagioklász gyorsabban és erőteljesebben alakul át, mint a káliföldpát.**A plagioklásztagjainak egymástól való elkülönítése:**

Az egyes tagok elkülönítésére számos, többé-kevésbé pontos módszer használható. Legpontosabban műszeres vizsgálatokkal, elsősorban elektron-mikroszondás ásványkémiai elemzéssel határozható meg az összetétele.

Mikroszkópban a törésmutatója a plagioklász bázicitásával együtt nő. Az albité a kanadabalzamsánnál/műgyantánál kisebb, az oligoklászé a kvarcénál kisebb, a többi tagé nagyobb. Általában megfigyelhető, hogy a savanyúbb plagioklászok több és sűrűbb, a bázisosabb plagioklászok kevesebb és szélesebb ikertagokból állnak.

Valamivel pontosabban meghatározható a plagioklászok összetétele a plagioklász ikerlemezek szimmetrikus zónában mért maximális kioltási szögének (Michel-Lévy módszer) meghatározásával. A mérés alapja, hogy a poliszintikus (ún. albit) ikerlemezek ikersíkja a (010) metszettel párhuzamos. Ezeknek a kioltási szögét mérjük a polarizátor síkjához viszonyítva. A mérésre tehát azok a szemcsék a legalkalmasabbak, amelyek a (010) metszetre merőleges tengelynek a zónájába tartoznak (a (010)-tól a (001) metszetig). Ezt úgy ismerjük fel, hogy az ikerlemezek síkját párhuzamosra téve a függőleges szálkereszttel (amely a polarizátor rezgési síkját képviseli), a tárgyszalt balra és jobbra azonos szöggel kell elforgatni, hogy minden páros, illetve minden páratlan ikertag kioltási helyzetbe kerüljön. Ugyanakkor azonban az albit ikerlemezek kioltási szöge az (100)-tól a (001) metszet felé haladva változik, először csökken, majd újra növekszik. A mérés kiértékeléséhez az egyes plagioklász elegykristályok legnagyobb kioltási szöghöz tartozó értékeit ábrázoló diagramot használjuk. Vagyis a vékonycsiszolatban ideális esetben meg kell találnunk azt a metszetet, amelyik a fenti feltételeknek megfelel. Ennek kiválasztása nem könnyű és nem is garantált, hogy az adott vékonycsiszolatban biztosan találunk pontosan ennek megfelelően orientált metszetet. Ezt áthidalva több, legalább tíz alkalmas szemcsét megmérve a közülük legnagyobb kioltási szög értéket előttekintjük maximális kioltási szögű metszetnek. Mivel az sem biztos, hogy a csiszolatban pontosan a (010) metszet tengelyének zónájába eső metszetekből elegendő számú áll rendelkezésre, a mérésbe bevonhatjuk a kissé ferde metszeteket is. Azok a szemcsék a legalkalmasabbak a mérésre, amelyek ikersíkját párhuzamosra téve a függőleges szálkereszttel, az ikerlemezek kioltási helyzetbe történő balra és jobbra forgatás során a forgatási szögek között maximálisan 10 fok az eltérés. A mérés konkrét menete.



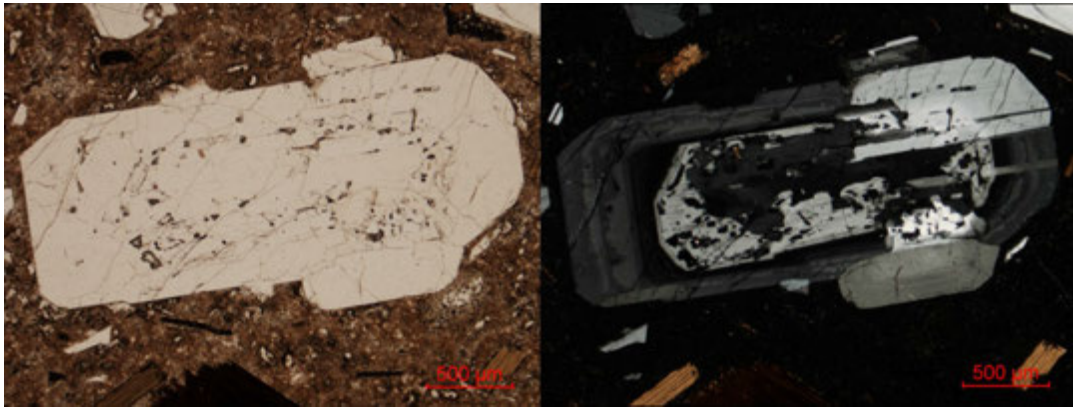
III.145. ábra – A plagioklász ikerlemezek szimmetrikus zónában mérhető kioltási szögének meghatározása (Michel-Lévy módszer) (gabbró, Alsórákos).



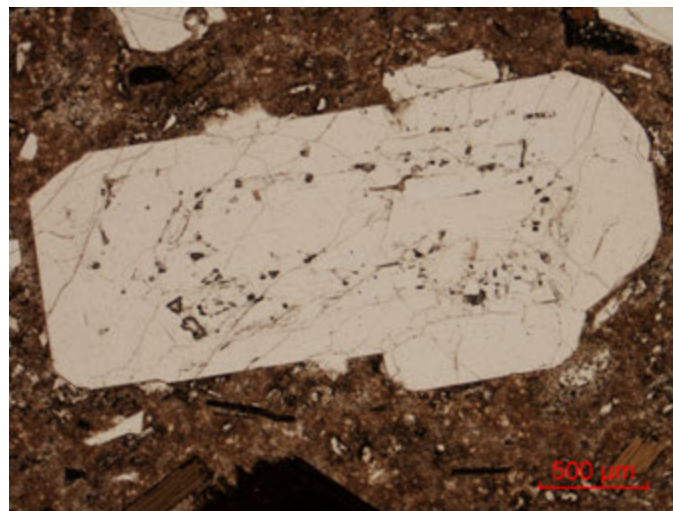
III.15. animáció: A plagioklász ikerlemezek szimmetrikus zónában mérhető kioltási szögének meghatározása (Michel-Lévy módszer) (gabbro, Alsórákos). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

- 1) A mérésre kiválasztott szemcsének (gyakorlatban úgy tudjuk kiválasztani, hogy a páros és páratlan ikertagok interferenciaszíne közel azonos tónust mutat) a poliszintetikus tagok ikersíkjait a tárgyasztal forgatásával a függőleges szátkereszttel párhuzamosra állítjuk, majd leolvassuk és feljegyezzük a mikroszkóp tárgyasztalán lévő skála segítségével a 0-hoz tartozó szögértéket.
- 2) A tárgyasztalt elforgatjuk balra, amíg minden második ikertag ki nem olt, és leolvassuk a szögértéket.
- 3) A tárgyasztalt visszaforgatjuk az 1) pont szerinti alapállásba, majd jobbra forgatva szintén leolvassuk a szögértéket.
- 4) A két szögértéket (amennyiben a köztük lévő különbség 10° -nál kisebb), átlagoljuk, és feljegyezzük. Megjegyzés: amennyiben a szögértékek 10° -nál nagyobb különbséget mutatnak, a szemcse nem alkalmas a mérésre.
- 5) A fenti 1)-4) pontban leírtakat további szemcséken elvégezzük.
- 6) A kapott kioltási szögértékek közül a legnagyobbat kiválasztjuk és diagramba behelyezve megkapjuk a plagioklász összetételét. A diagramot megszemlélve látjuk, hogy az értékek aszimmetrikus „v” alakot formálnak, vagyis a $0-20^{\circ}$ közötti tartományba eső szögértékek kétféle összetételre is utalnak. Az ide eső szögértékek esetében más módszerekkel (pl. relatív törésmutató, optikai jelleg stb.) határozhatjuk meg a plagioklász összetételét.

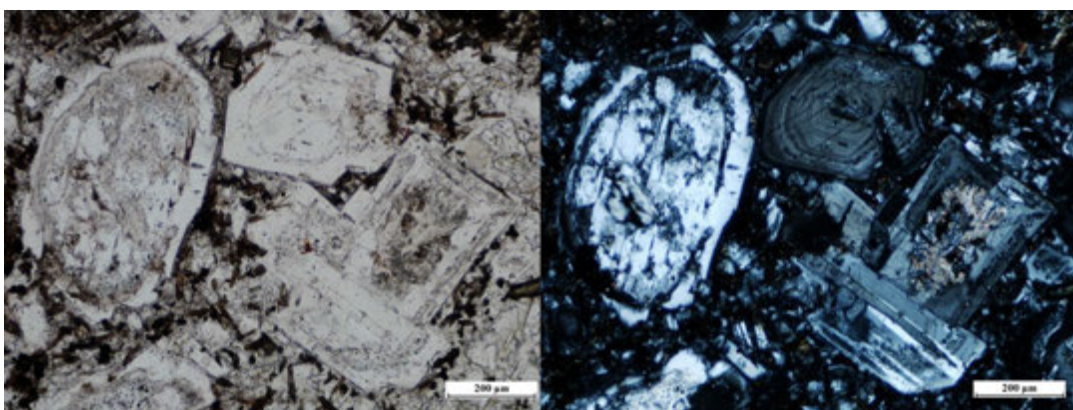
Megjegyzés: a módszerrel a valóságosnál általában savanyúbb összetételt kapunk, miután nem mindig fordul elő a maximális kioltású metszet a vékonycsiszolatban.



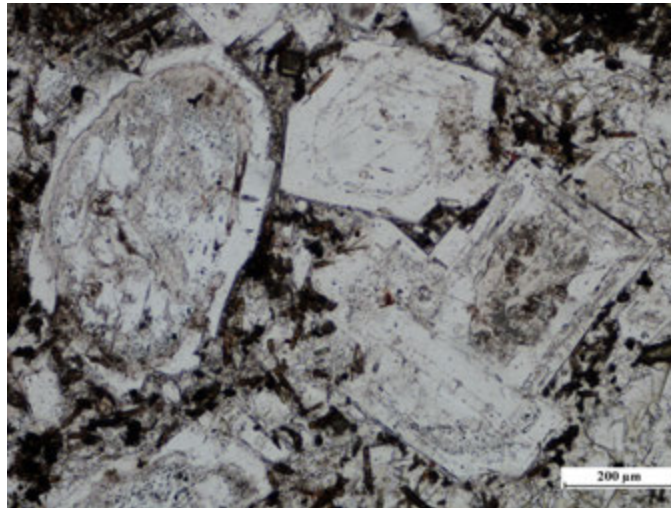
III.146. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Bükkalja, andezit litoklaszt riolit piroklasztitban)



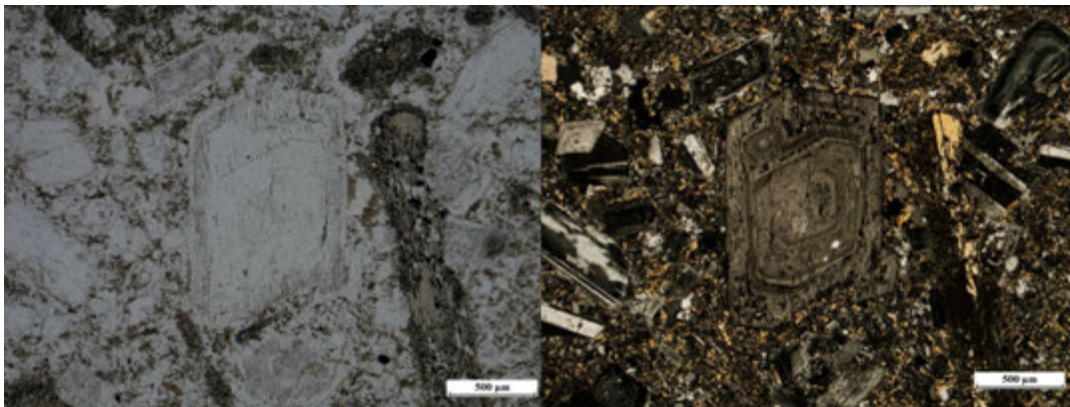
III.16. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Bükkalja, andezit litoklaszt riolit piroklasztitban). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



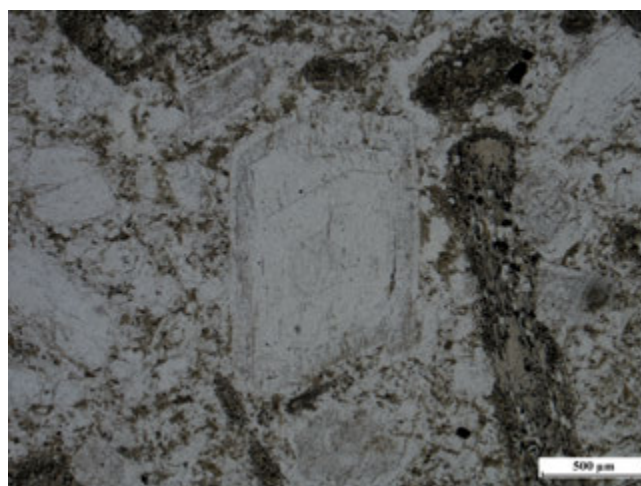
III.147. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Visegrádi-hg, Pilismarót)



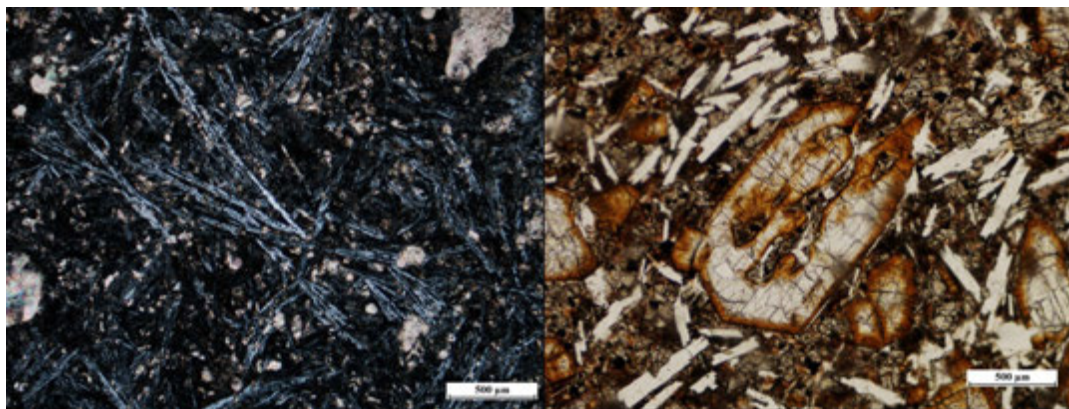
III.17.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Visegrádi-hg, Pilismarót). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



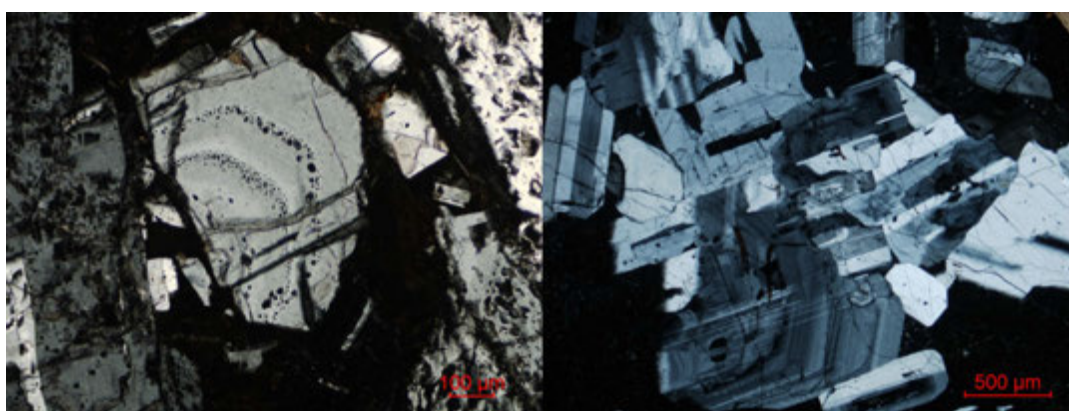
III.148. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Sátoros, Karacs)



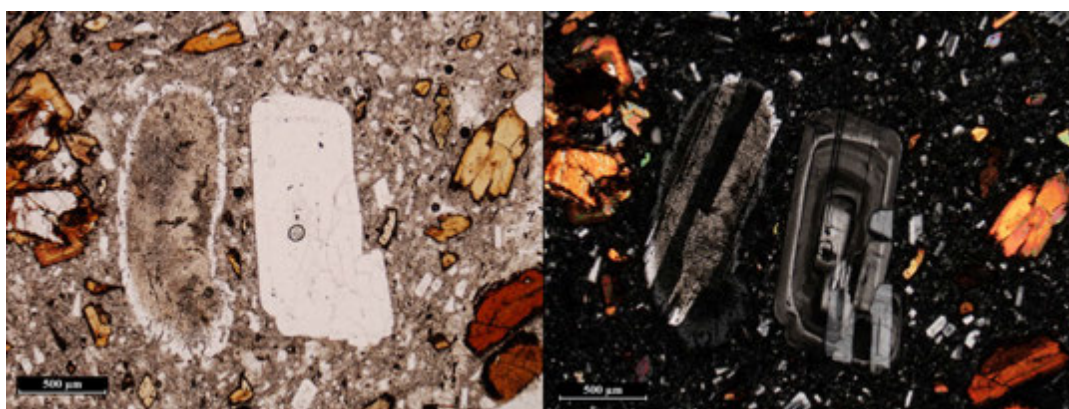
III.18.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő plagioklász fenokristályok esetében (Sátoros, Karacs). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



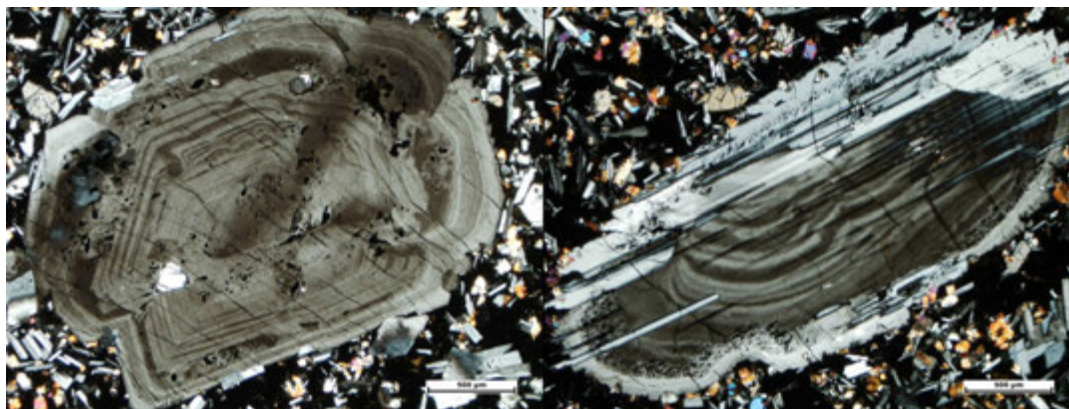
III.149. ábra – Plagioklásztűk bazaltban (Darnó-hegy). (bal oldal) Fotó: keresztezett nikollokkal. Plagioklász lécek bazaltban (Balatonboglár). (jobb oldal) Fotó: egy nikollal.



III.150. ábra – Zónamentén megjelenő szilikátolvadék zárványsorok andezitlitoklasztban lévő plagioklász fenokristályban (Bükkalja). (bal oldal) Fotó: keresztezett nikollokkal. Plagioklász glomeropfir andezitlitoklasztban (Bükkalja). (jobb oldal) Fotó: keresztezett nikollokkal.



III.151. ábra – Eltérő (erősen rezorbeált és üde) megjelenésű plagioklász kristályok a csomádi dácitban. Egy nikolos és keresztezett nikolos képek.



III.152. ábra – Oszcillációs zónás plagioklászok a béri andezitben (keresztezett nikolos képek).

NEFELIN

Rendszer: hexagonális

Hasadás: (10 $\bar{1}$ 0) és (0001), gyenge, és csak a nagyobb méretű idiomorf-hipidiomorf szemcséken jelenik meg.

Alak, habitus, metszetei: általában zömök, hatszöges prizmás, ami négy vagy hatszöges metszeteket jelent, emellett gyakori, hogy szabálytalan, maradékhelyeket kitöltő-átítató formában van jelen. Mélységi kőzetekben xenomorf vagy hipidiomorf, a vulkáni kőzetekben idiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen, fényes, selymes felületű.

Törésmutató: 1,524-1,547 (a természetben előforduló nefelin törésmutatója a kanadabalzsamnál/műgyantánál valamivel kisebb).

Maximális interferenciaszín: I. rendű sötétszürke

Kioltás: egyenes (a xenomorf, szabálytalan alakú nefelin esetében ez nem látható mikroszkópban)

Optikai jelleg: egytengelyű negatív

Főzónajelleg: negatív, de a zömök prizmás megjelenés miatt nem egyértelmű az egyes metszetek esetében.

Iker: nincs

Zárvány: a nefelin legtöbbször zárványmentes, esetenként a külső szegélyén, azzal párhuzamosan igen apró, tűs zárványok előfordulnak.

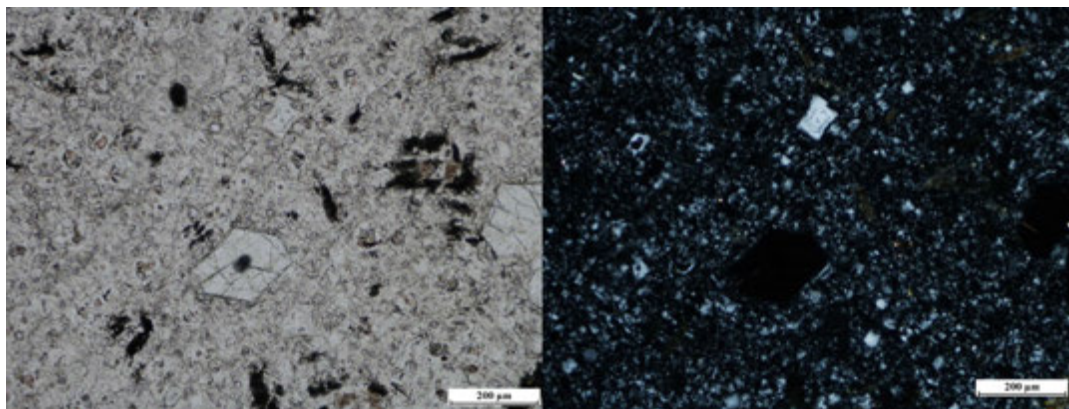
Egyéb: A fényes, selymes felület gyakran nagyon jellemző.

Átalakulás: zeolittá, muszkovittá (szericitté), kankrinitté alakulhat, illetve esetenként rosszul kristályos barna „földes” megjelenésű átalakulási termék keletkezhet belőle.

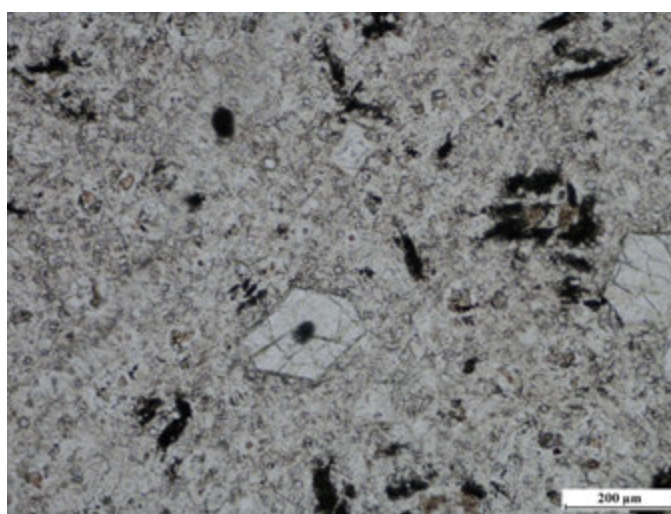
Genetika: telítetlen alkáli kőzetekben

Felismerés: Színtelen, fényes felületű, a kanadabalzsamnál/műgyantánál valamivel kisebb törésmutatójú, négyszöges-közel négyzetes, ritkán hatszöges vagy maradékhelyeket kitöltő-átítató, nem, vagy gyengén hasadó, kis kettőstörésű, egyenesen kioltó ásvány.

Elkülönítés: A nefelin a kvarccal téveszthető össze elsősorban. Attól a kanadabalzsamnál/műgyantánál kisebb törésmutatója, a szögletes vagy maradékhelyeket átítató megjelenése, az esetenként megjelenő gyenge hasadása és a negatív optikai jellege alapján különíthető el. A földpátoctól az eltérő alaki megjelenése, a lényegesen gyengébb hasadása és az egyenes kioltása mellett az egyoptikai tengelyű jellegével lehet megkülönböztetni.



III.153.ábra – A nikolok keresztesítésének hatása fonolitban megjelenő nefelin fenokristály esetében (Laacher-see, Németország)



III.19.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása fonolitban megjelenő nefelin fenokristály esetében (Laacher-see, Németország). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

LEUCIT

Rendszer: 625°C felett szabályos, alatta tetragonális

Hasadás: (110), gyenge, ritkán látszik.

Alak, habitus, metszetei: leggyakrabban 24 lapos kristályformát („leucitoéder”, deltoidikoizitetraéder) alkot, a metszetei nyolcszög vagy kerekded alakúak. Idiomorf, ritkábban hipidiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen

Törésmutató: kicsi, a kanadabalzsamnál/mügyantánál jelentősen kisebb; 1,508-1,511

Maximális interferenciaszín: nagyon gyengén kettőstörő, I. rendű sötétszürke.

Kioltás: nem meghatározható

Optikai jelleg: pozitív (általában nem meghatározható)

Főzónajelleg: nem értelmezhető

Iker: (110) szerint kialakult parkettás ikerlemezesség

Zárvány: viszonylag gyakori, sokszor a szemcse körvonalát követő zárványkoszorú alakul ki benne.

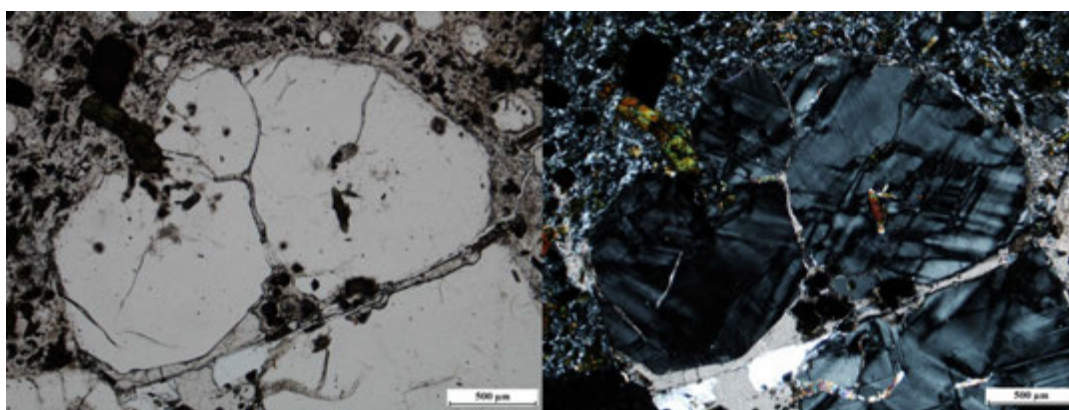
Egyéb: A 625°C-on bekövetkező szabályos → tetragonális kristályrendszer változás miatt a szemcsék belsejében (110) szerint összenövő parkettás ikerlemezség alakul ki.

Átalakulás: ritkán szodalittá alakulhat. A mélységi kőzetekben eredetileg kikristályosodott leucit a hűlés során nefelinné+ortoklásszá elegyedik szét (pszeudoleucit)

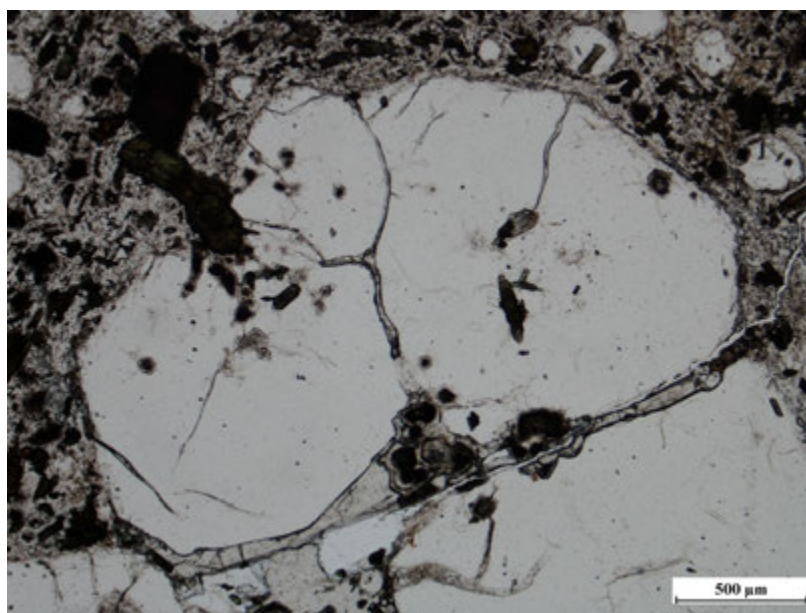
Genetika: telítetlen alkáli, vulkáni kőzetekben.

Felismerés: Szintelen, kis törésmutatójú, kerekded vagy nyolcszögletű, nem, vagy csak ritkán hasadó ásvány. Keresztezett nikolokkal nagyon kis kettőtörésű, a szemcse belsejét 120°-ban érintkező szegmenseket kitöltő sűrű parkettás ikerlemezség jellemző.

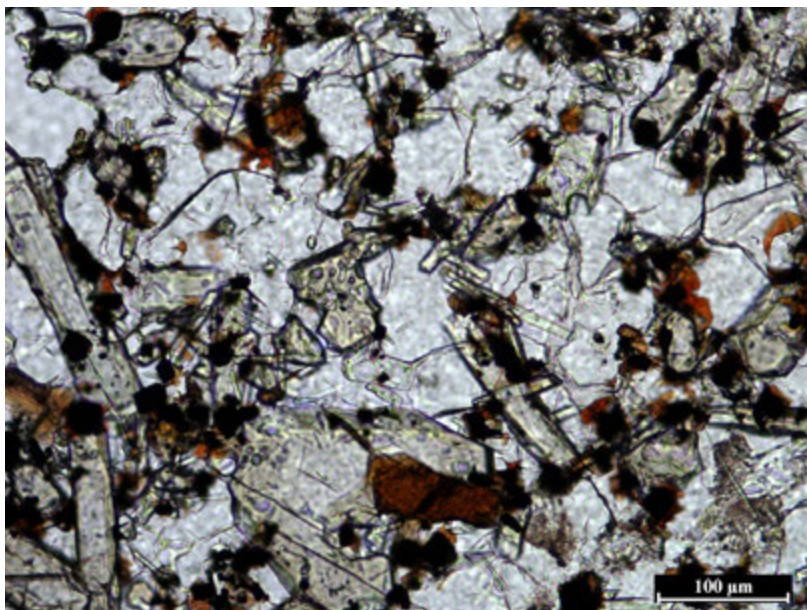
Elkülönítés: A nyolcszögű vagy kerekded megjelenésű hasonló analcimtól nagyon nehéz elkülöníteni, egyedül a leucit belsejében előforduló parkettás ikerlemezség alapján lehet elkülöníteni ezt a két ásványt, de megjegyzendő, hogy az analcim is gyakran nagyon gyengén kettőtörő. A keresztrácsos ikerlemezségű mikroklintől a keresztrácsok érintkezési szöge (a leucitnál 120°, a mikroklinnél közel merőleges, együtt a szemcse alakjával (leucit kerekded, mikroclin táblás) egyértelműen elkülöníthető.



III.154.ábra – A nikolok keresztezésének hatása leucit fenokristály esetében



III.20.animáció: A nikolok keresztezésének hatása leucit fenokristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.155. ábra – Alapanyagban lévő leucit olivin-leucitiben (egy nikolos kép; Bár)

SZODALIT-csoport

A szodalitcsoport tagjai közül magmás kőzetekben a szodalit elsősorban mélységi, a nozeán és a haüyn elsősorban vulkáni kőzetekben fordul elő.

Rendszer: szabályos

Hasadás: (110) jó, de ritka

Alak, habitus, metszetei: leggyakrabban a 12 lapú rombdodekaéder szerint kristályosodik, ennél fogva hatszögű metszetei a legáltalánosabbak. Előfordul azonban kerekded-izometrikus vagy szabálytalan alakban is. Idiomorf, a mélységi kőzetekben hipidiomorf, esetenként xenomorf. A rezorpció miatt az eredeti kristály egy része (elsősorban a sarkoknál) visszaoldódik.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen, a rezorbeálódott szemcsék – elsősorban a szegélyük mentén – gyakran barnák, a haüyn lehet kék-kékesszürke árnyalatú.

Törésmutató: nagyon kicsi-kicsi, a kanadabalzsamnál/műgyantánál lényegesen kisebb; 1,483-1,509.

Maximális interferenciaszín: mindig teljesen izotróp

Iker: nincs

Zárvány: általában sok, apró zárványt tartalmaz

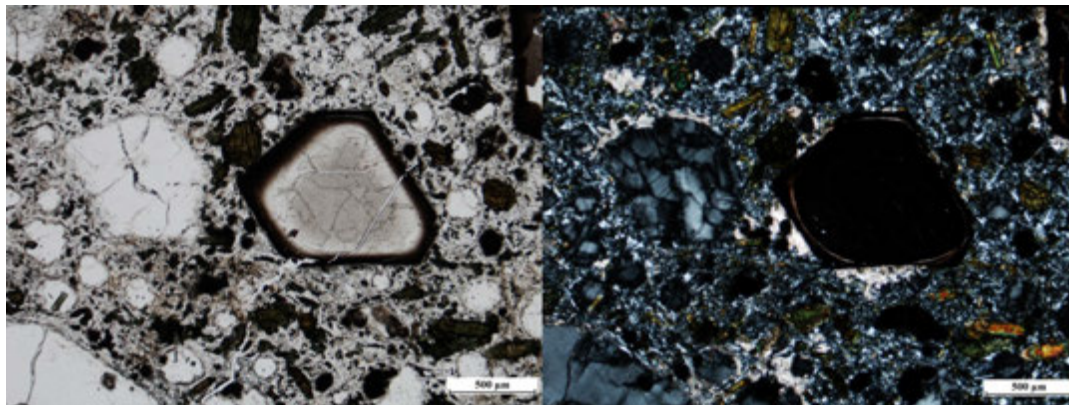
Egyéb: A vulkáni-szubvulkáni kőzetekben előforduló szodalitcsoport ásványai gyakran rezorbeálódnak, elsősorban a sarkok mentén erőteljes visszaoldódás következik be. A benne található zárványok nagy része azonban a rezorbeálódott ásvány szegélyén változó vastagságban legtöbbször felhős megjelenésben felhalmozódik, egyenletesen barnára színezve az ásvány külső részét.

Átalakulás: zeolittá, szericitté+hidragillitté, diaszpórrá alakulhat.

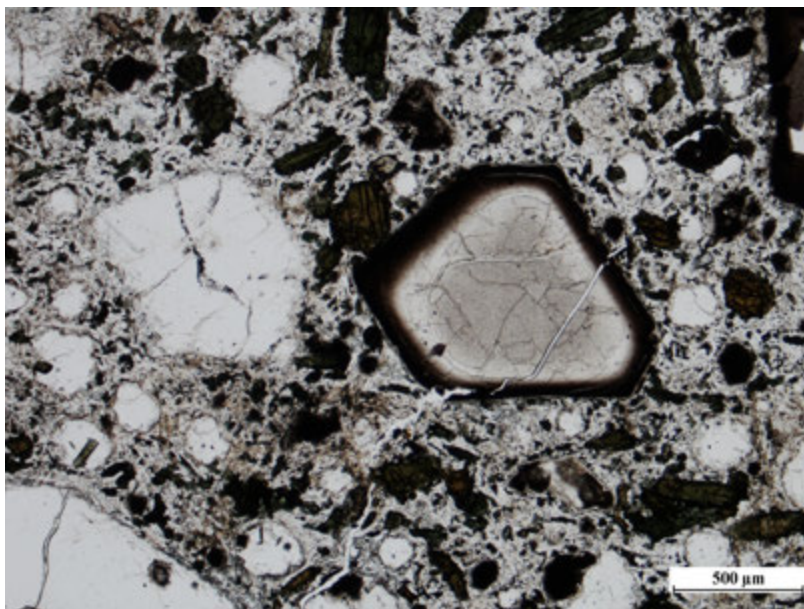
Genetika: telítetlen alkáli kőzetekben fordul elő. A szodalit elsősorban mélységi-szubvulkáni, a nozeán és a haüyn pedig vulkáni kőzetekben.

Felismerés: Színtelen (ritkán barna vagy halvány kék), a kanadabalzsamnál/műgyantánál lényegesen kisebb törésmutatójú, izometrikus, gyakran hatszög alakú, nagyon sok apró zárványt tartalmazó, teljesen izotróp ásvány, hasadása jó, de csak ritkán látszik, amennyiben látható, a hasadási vonalak közel 120°-ban metszik egymást.

Elkülönítés: A szodalit a többi szabályos szintelen elegyrésszel téveszthető össze leginkább. A szodalit mindig teljesen izotróp, az analcim azonban gyakran gyengén kettőtörő, és az (100) hasadása miatt a hasadási vonalak közel 90°-ban érintkeznek, és lényegesen kevesebb zárványt tartalmaz. A leucit szintén gyengén kettőtörő, valamint parkettás ikerlemezessége jellegzetes. Amennyiben a leucit és az analcim sajátalakú, általában nyolcszöges metszetűek, szemben a szodalitcsoport tagjaival, amelyek metszetei általában hatszögesek.



III.156. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása szodalit (jobbra) és leucit (balra) fenokristályok esetében.



III.21. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása szodalit (jobbra) és leucit (balra) fenokristályok esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

ANALCIM

Rendszer: szabályos

Hasadás: (100) jó, de nem túl gyakori

Alak, habitus, metszetei: mélységi kőzetekben szabálytalan alakú, vulkáni kőzetekben általában 24 lapos kristályformát („leucitoéder”, deltoidikoizitetraéder) alkot, a metszetei nyolcszög vagy kerekded alakúak. Vulkáni kőzetekben idiomorf, mélységi kőzetekben vagy ha földpátokból vagy más földpátpótlóból alakul át, akkor xenomorf, szabálytalan alakú, a maradékhelyeket tölti ki.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: szintelen

Törésmutató: nagyon kicsi, kicsi, a kanadabalzamnál/műgyantánál általában jelentősen kisebb; 1,479-1,524 között változhat

Maximális interferenciaszín: I. rendű nagyon sötétszürke (amennyiben kettőtörő)

Kioltás: nem értelmezhető

Optikai jelleg: nem értelmezhető

Főzónajelleg: nem értelmezhető

Iker: nincs

Zárvány: általában zárványmentes

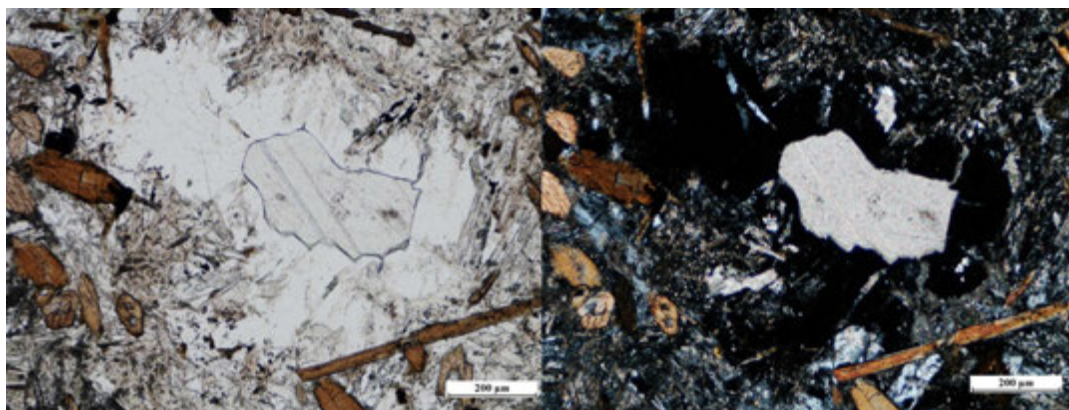
Egyéb: az analcim a kristályvíztartalmának elvesztése során nagyon gyengén kettőtörővé válik.

Átalakulás: nincs

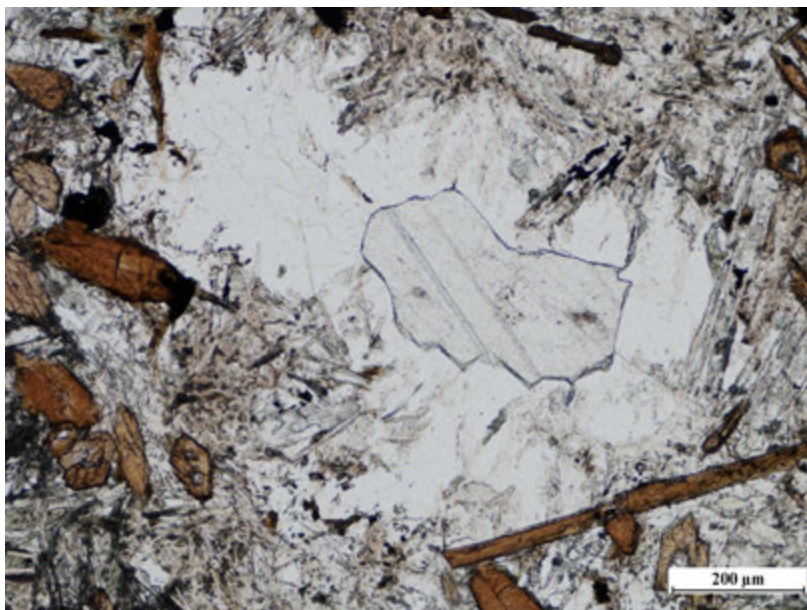
Genetika: Az analcim a földpátpótlók közé tartozik, vagyis ha elsődlegesen képződik, akkor telítetlen alkáli kőzetekben fordul elő. Elsősorban vulkáni vagy telér kőzetekben, a mélységi kőzetekben földpátok vagy földpátpótlók átalakulása során képződik. Másodlagosan vulkáni kőzetek üregeiben (mandulakő kitöltés) képződik.

Felismerés: Szintelen, nyolcszög vagy kerekded, illetve szabálytalan alakú, a kanadabalzamnál/műgyantánál általában lényegesen kisebb törésmutatójú, ritkán, de jól hasadó, nagyon gyengén kettőtörő ásvány.

Elkülönítés: Az analcim, ha sajátalakú, a leucithoz nagyon hasonló megjelenésű. A hasadása azonban jó, és gyakrabban megjelenik, mint a leucité, és a hasadási vonalak merőlegesen metszik egymást. Mindkét ásvány lehet gyengén kettőtörő, de a leucit parkettásan ikerlemezes. Az analcim általában nem tartalmaz zárványt. A szabálytalan alakú analcim sok hasonlóságot mutat a szodalitokhoz. A szodalitoknak azonban a hasadási szöge közel 120° , az analcimé merőleges. Az analcim nem rezorbeálódik, és lehet nagyon gyengén kettőtörő, a szodalitok mindig teljesen izotrópok. Az elkülönítésben segít, hogy a szodalitok nagyon sok apró zárványt tartalmaznak, ami nem jellemző az analcimra.



III.157. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása bazanitban megjelenő analcim fenokristály esetében.



III.22. animáció: A nikolok keresztelésének hatása bazanitban megjelenő analcim fenokristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

KŐZETÜVEG

Rendszer: nincs (amorf)

Hasadás: nincs

Alak: szabálytalan alakú, maradékhelyeket tölt ki, illetve itat át

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelentől a barna különböző árnyalatain és tónusain át egészen a feketéig, az összetételétől (savanyú-bázisos) függően egyre sötétebb.

Törésmutató: kicsi-közepes; 1,48-1,62; összetételétől függően változó, a bázicitás (SiO_2 -tartalom) növekedésével nő.

Maximális interferenciaszín: izotróp

Zárvány: apró mikrolitokat, kristálykezdeményeket gyakran tartalmaz

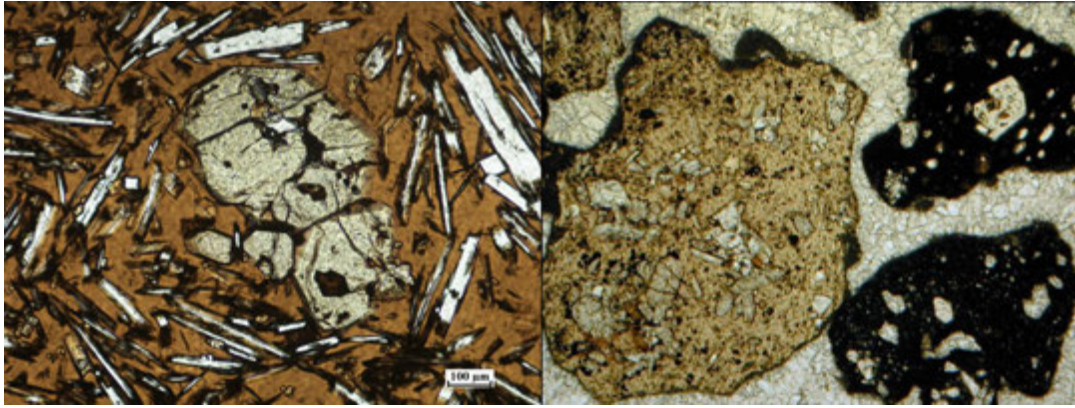
Egyéb: -

Átalakulás: agyagásványosodik, kloritosodik, továbbá átkristályosodik. Ez utóbbi esetben szferolitosodik, illetve ennek előrehaladtával felzitesedik.

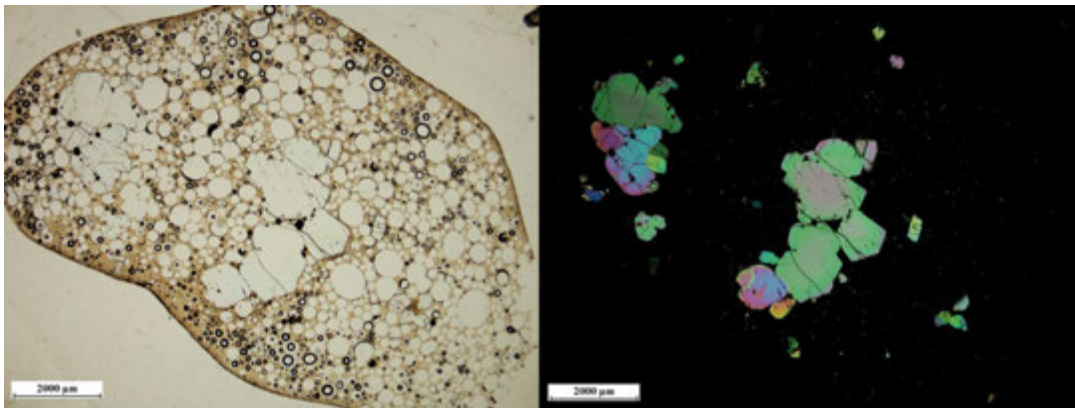
Genetika: Vulkáni kőzetek alapanyagában, a bázisos kőzetektől a savanyúig növekvő gyakorisággal és mennyiséggel fordul elő. Egyes savanyú vulkanitok (obszidián, szurokkő, perlit, horzsakő) szinte kizárólag vulkáni üvegből állnak.

Felismerés: Színtelentől a barnán át a csaknem opakig, leggyakrabban azonban színtelen vagy halvány színű) változó színben, a maradékhelyeket kitöltő vagy átítató, szabálytalan alakban előforduló, kis-közepes törésmutatójú elegyrész. Gyakran tartalmaz szubmikroszkópos méretű kristálykezdeményeket, mikrolitokat.

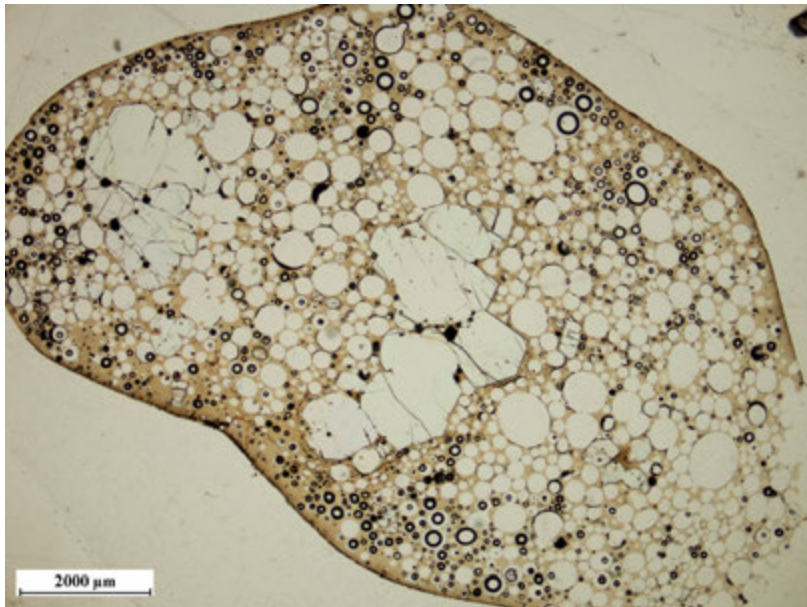
Elkülönítés: A szabálytalan alakú, maradékhelyeket kitöltő izotróp jellegével egyedül az opállal téveszthető össze, amelynek azonban lényegesen kisebb a törésmutatója, és gyakran repedezett, valamint üregeket vagy ereket tölt ki..



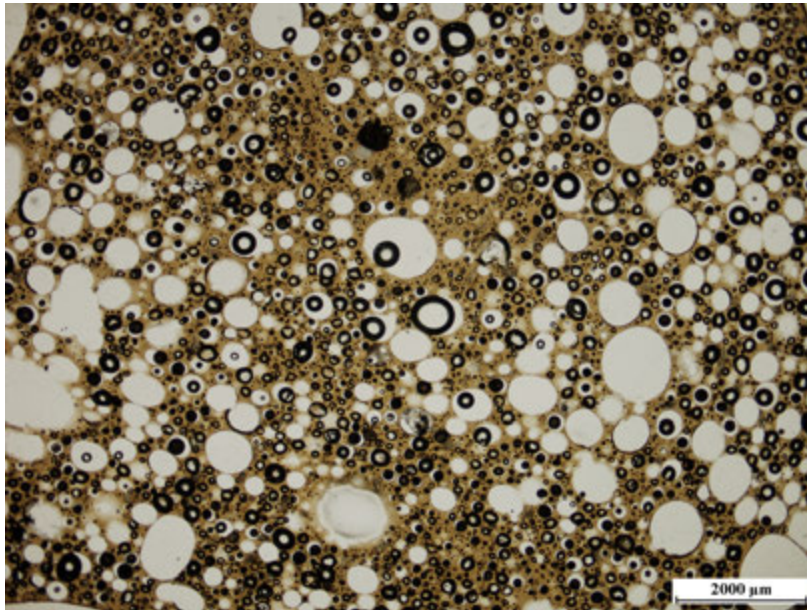
III.158. ábra – Bazaltos kőzetűveg: Balra kőzetűveges (szideromelán) alanyanyag trachibazaltban (Teleki vulkán), jobbra: szideromelán és tachylit üvegszilánkok piroklasztitban (Kissomlyó; az ábra alsó hossza 2.9 mm). Egy nikolos mikroszkópos képek.



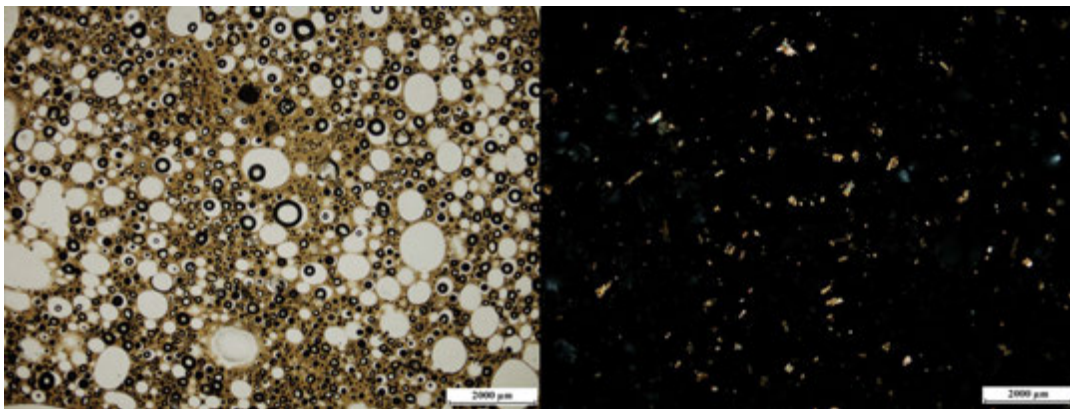
III.159. ábra – Szideromelán kőzetűveg egy nikolos és keresztezett nikolos képe (Pele könnye; Hawaii).



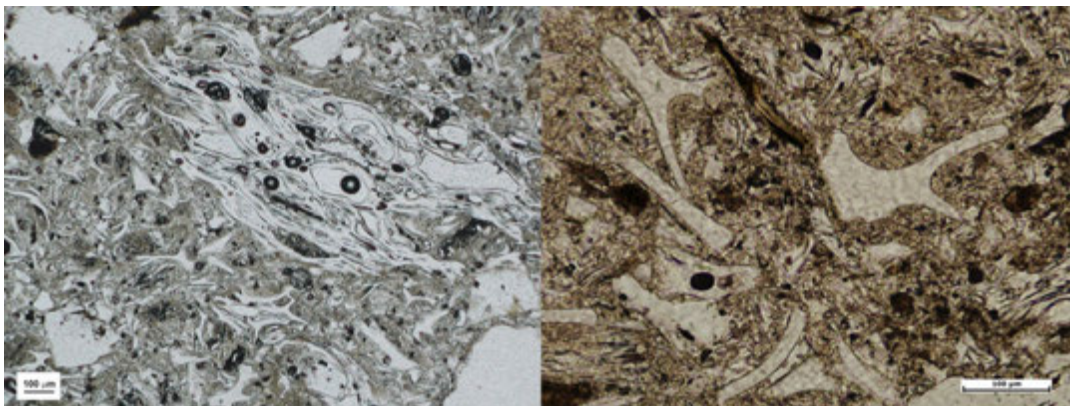
III.23.animáció: A nikolok keresztelésének hatása bazaltos összetételű üveg esetében (Pelé könnye, Hawaii). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.24. animáció: A nikolos keresztelésének hatása bazaltos összetételű üveg esetében (Pelé könnye, Hawaii). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.160. ábra – Szideromelán kőzetüveg egy nikolos és keresztezett nikolos képe (Pele könnye; Hawaii)



III.161. ábra – Színtelen szilíciumgazdag kőzetüveg szilánkok a bükkaljai piroklasztitban (egy nikolos képek).

OLIVIN

Rendszer: rombos

Hasadás: (010) jó, (001) közepes, (100) gyenge; a hasadási vonalak viszonylag vastagok

Alak, habitus, metszetei: zömök prizmás, „koporsó” alakú. Metszetei zömök oszloposak. Általában idiomorf-hipidiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: a magmás kőzetekben előforduló olivin teljesen színtelen.

Törésmutató: nagy; 1,635-1,879, összetételtől függ, a Fe-ben gazdagabb változatoké nagyobb.

Maximális interferenciaszín: III. kék (vékonycsiszolatban általában I. vörös-II. rendű kék-zöld metszetei találhatóak)

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: változó; 12,5% fayalit tartalomig pozitív, ennél nagyobb Fe-tartalom esetén negatív.

Főzónajelleg: változó (nem értelmezhető)

Iker: nincs

Zárvány: nagyon ritka, spinell, illetve szulfid zárványokat tartalmazhat.

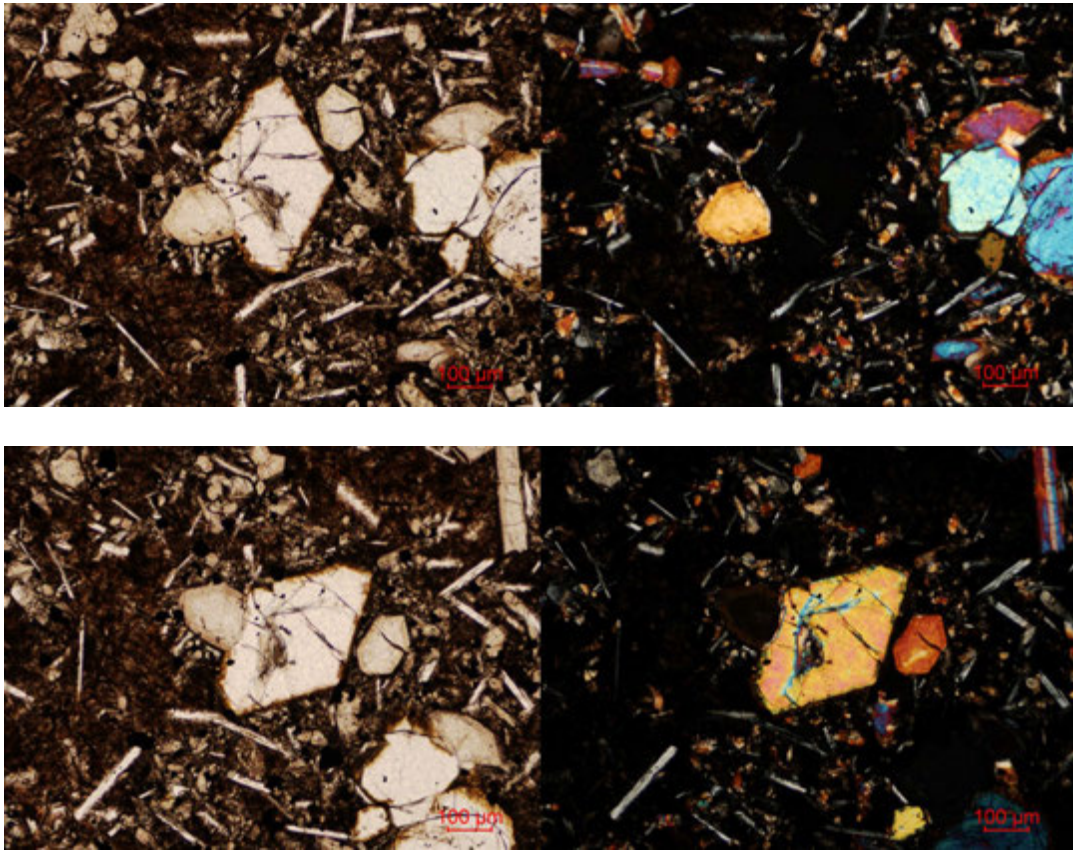
Egyéb: A tektonikus ultrabázitokban, illetve a köpenyeredetű zárványokban jellemző az olivin kinkesedése. Ennek során az ásványszemcsék mechanikai hatásra, egyenes vonalak mentén ikresednek, az egyes, egymás mellett kialakult szegmensek kioltási szöge 1-2 fokkal tér el egymástól. Mélységi bázisos kőzetekben gyakori, hogy az olivin és a vele szomszédos másik ásvány (legtöbbször plagioklász) szegélyén reakciószegély (kelifites szegély) alakul ki, amely újonnan kristályosodott ásványok (amfibol, spinell, piroxén) finomszemcsés együtteséből áll.

Átalakulás: A legkönnyebben átalakuló ásvány. Az átalakulás a szemcsék szegélyén és az átalakulások mentén kezdődik, kialakítva a jellegzetes „hálós” (mesh) szerkezetet. Leggyakrabban szerpentinásványokká részben klorittá, agyagásvánnyá alakulhat. Az iddingsitesedés a vulkáni kőzetekben oxigéngazdag környezetben képződött olivin fenokristályokra-mikrofenokristályokra jellemző, szálas vagy tömeges megjelenésű vörös színű finomszemcsés, többféle ásványból álló átalakulási termék. A bowlingit zöld, kisebb törésmutatójú és kis törésmutatójú, az iddingsitesedésnél kevésbé oxidált körülmények között képződött, szintén többféle ásványból álló átalakulási termék.

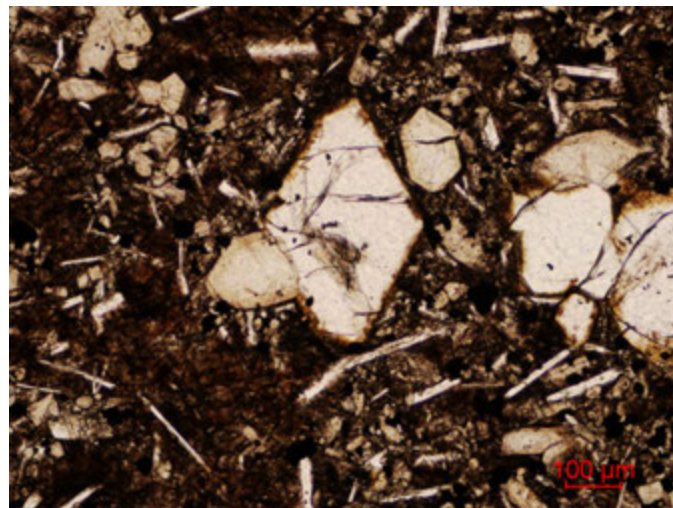
Genetika: Ultrabázisos és bázisos összetételű magmás kőzetekben képződik. Telítetlen ásvány, így viszonylag SiO₂-szegény magmaképződési körülmények között képződik. Az olivin fayalit-tartalmából az olivint tartalmazó ultrabázisos kőzetek eredetére következtethetünk, a viszonylag nagy fayalit tartalmúak differenciációs, a kis fayalit tartalmúak tektonikus (ún. „alpi” eredetűek)

Felismerés: Teljesen színtelen, zömök oszlopos, több irányban hasadó, keresztezett nikollokkal egyenes kioltású, a viszonylag magas interferenciaszíne miatt pedig ugyanabban a csiszolatban változatos interferenciaszínű szemcsék formájában megjelenő ásvány. Üde példányai ritkák, általában többé-kevésbé átalakult a hasadásai és a szemcsék szegélye mentén kiindulóan, ami sok esetben az egész szemcsére kiterjed.

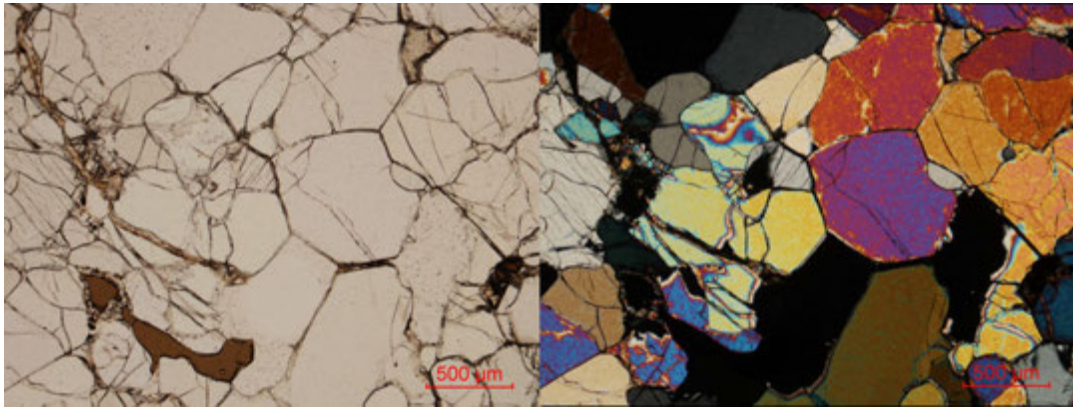
Elkülönítés: Az olivin gyakran összetéveszthető a monoklin piroxének közül az augittal. Az augitnak azonban van egy nagyon halvány pleokroizmusa, ellenben az olivin mindig színtelen. Az augit kioltási szöge nagy, és nagyon gyakran zónás, az olivin egyenesen olt ki és zónássága mikroszkópban nem figyelhető meg. Az ultrabázisos kőzetekben előforduló rombos piroxénektől a lényegesen nagyobb kettőtörés a teljesen színtelen megjelenés és a valamivel gyengébb és ritkábban lefutó hasadási vonalak alapján lehet elkülöníteni.



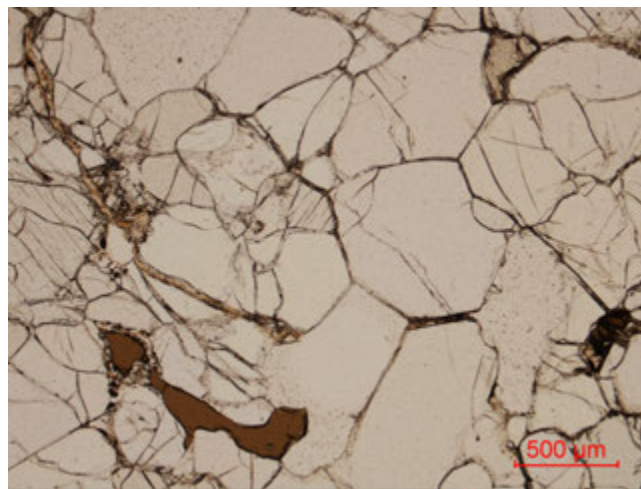
III.162. ábra – Az olivin egyenes kiolása (trachibazalt, Teleki vulkán).



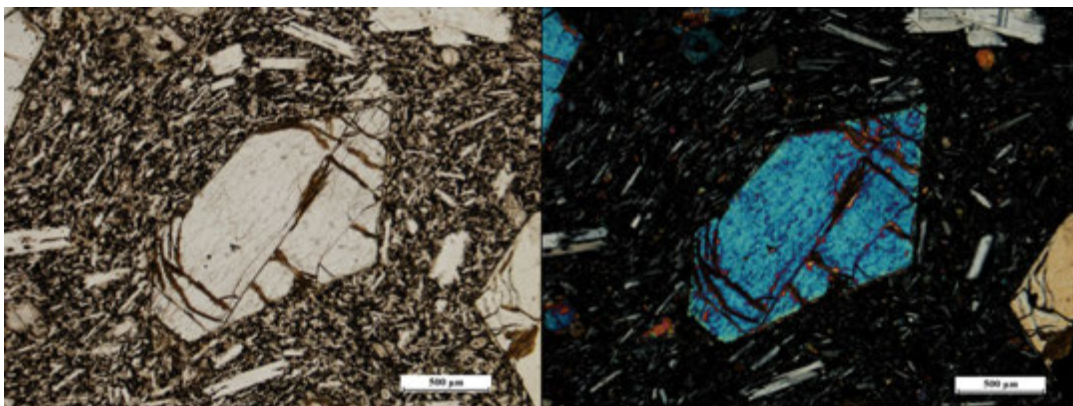
III.25.animáció: Az olivin egyenes kiolása (trachibazalt, Teleki vulkán). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



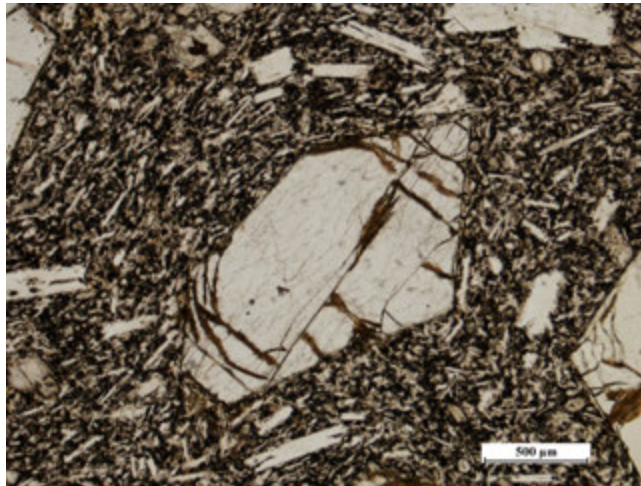
III.163. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása peridotitzárványban megjelenő olivinkristályok esetében (Gruu salakkúp, Persány).



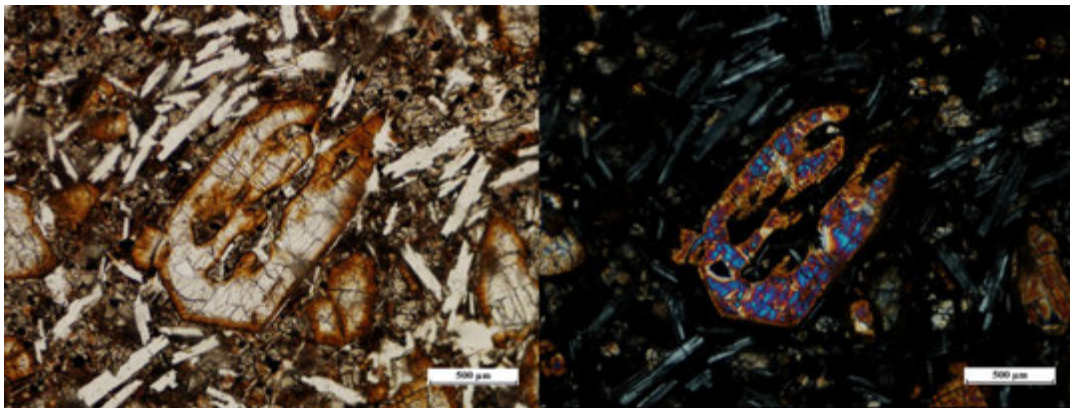
III.26.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása peridotitzárványban megjelenő olivinkristályok esetében (Gruu salakkúp, Persány). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



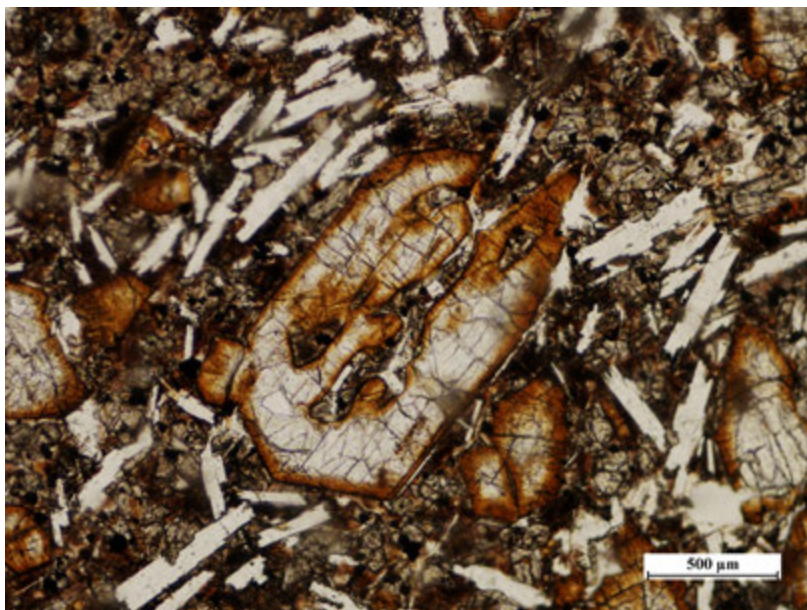
III.164. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása bazaltban megjelenő olivin fenokristály esetében (Pécskő).



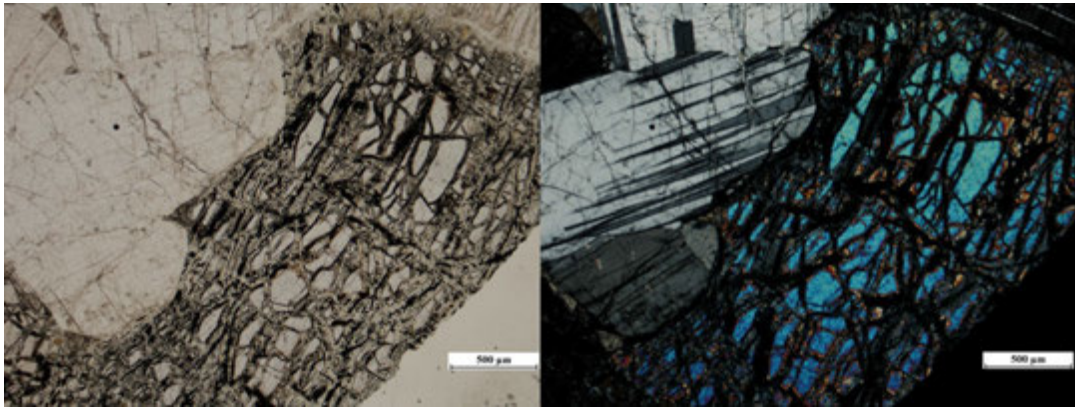
III.27.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása bazaltban megjelenő olivin fenokristály esetében (Pécskö). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



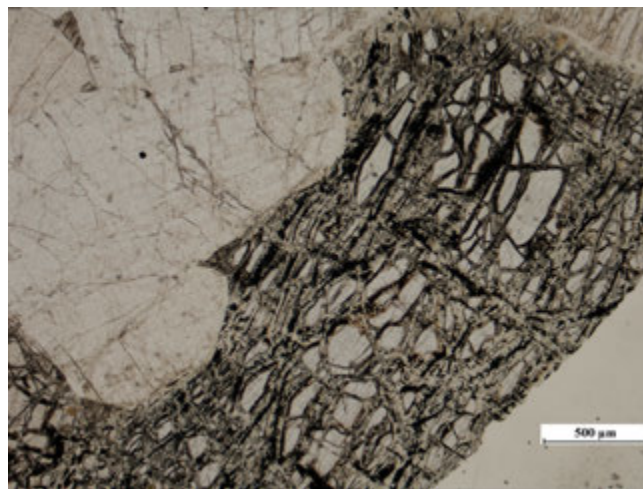
III.165. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása bazaltban megjelenő iddingsites olivin fenokristály esetében (Balatonboglár).



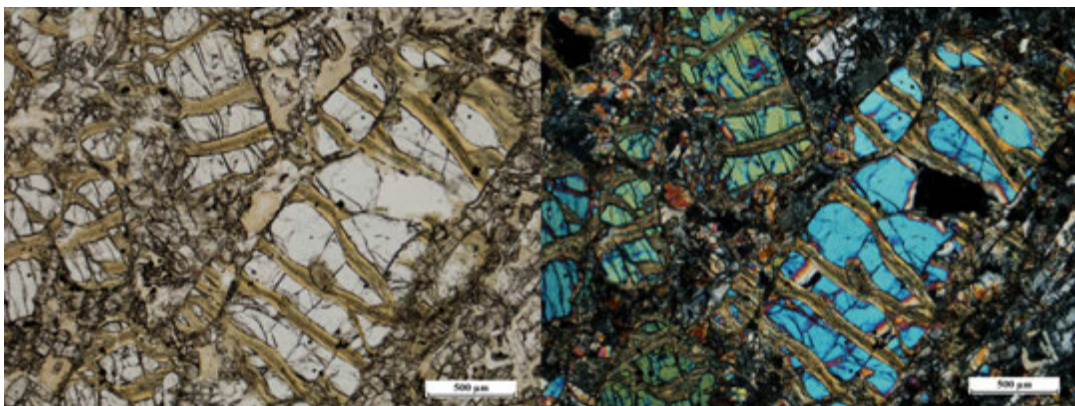
III.28.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása bazaltban megjelenő iddingsites olivin fenokristály esetében (Balatonboglár). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



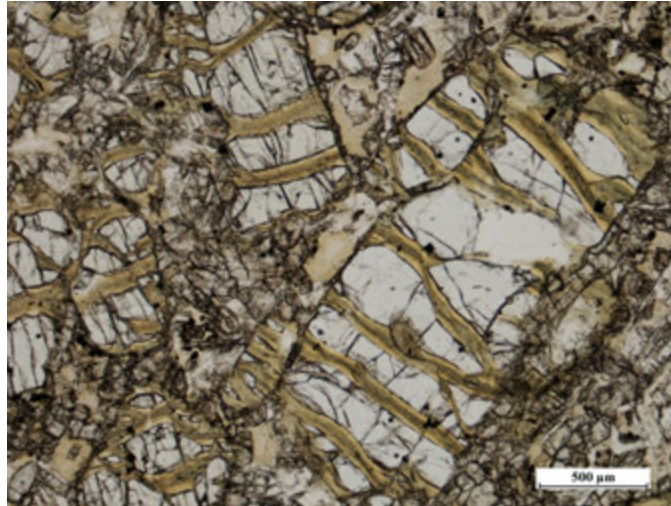
III.166. ábra – A nikolok keresztelésének hatása gabbróban megjelenő serpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristály esetében (Kuba).



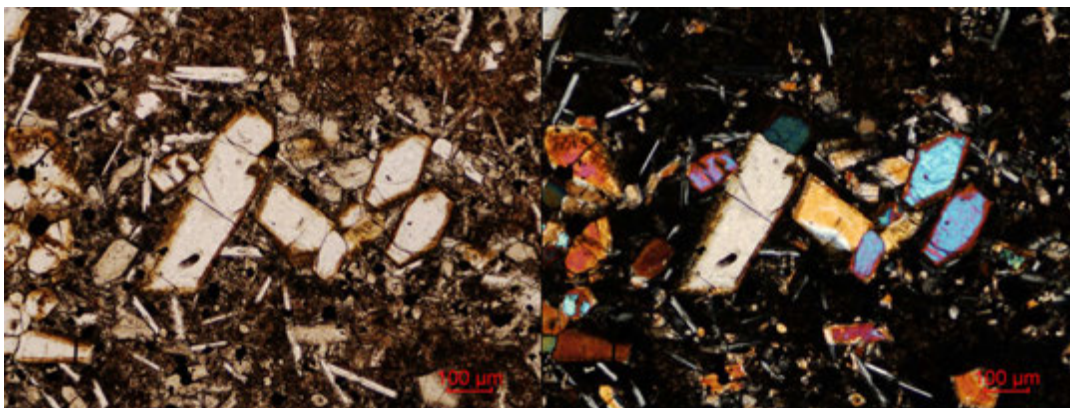
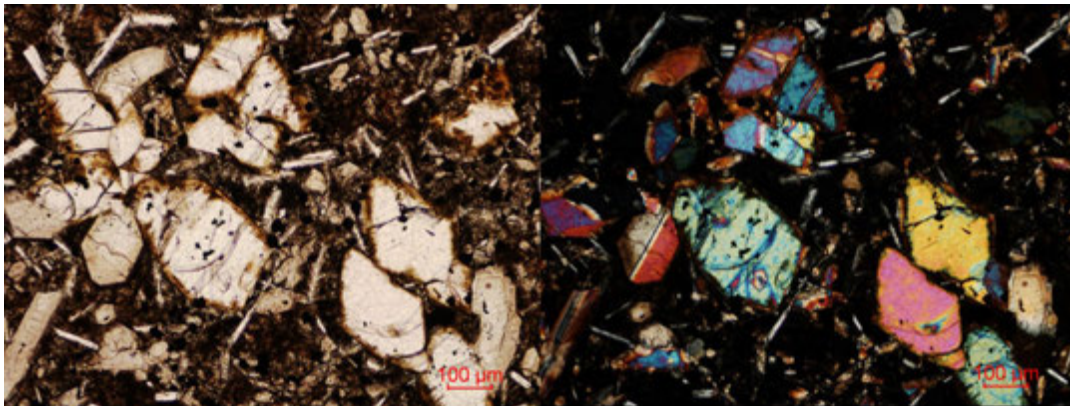
III.29. animáció: A nikolok keresztelésének hatása gabbróban megjelenő serpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristály esetében (Kuba). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

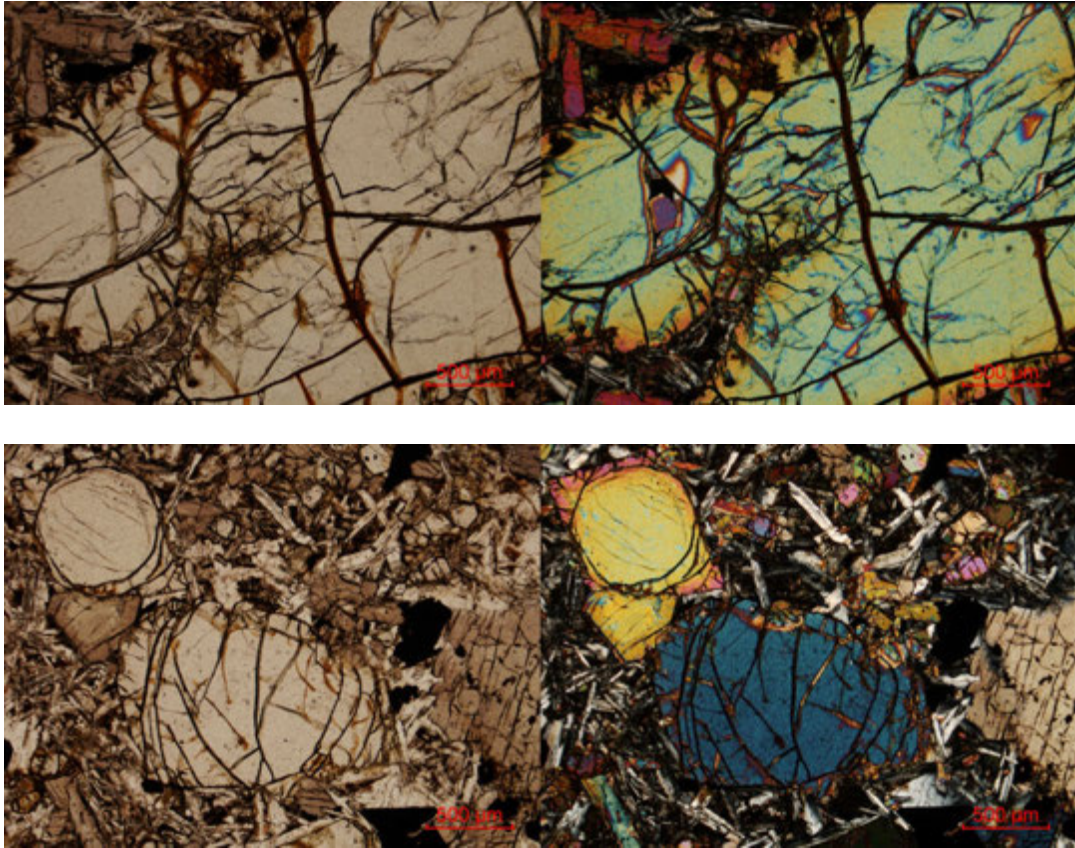


III.167. ábra – A nikolok keresztelésének hatása plagioklász tartalmú ultrabázisban megjelenő serpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristályok esetében (Troodos, Ciprus).

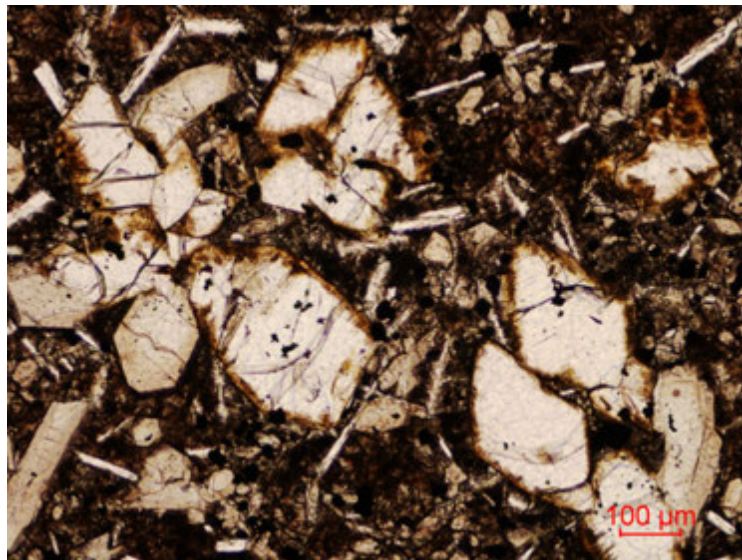


III.30.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása plagioklász tartalmú ultrabázisban megjelenő szerpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristályok esetében (Troodos, Ciprus). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.





III.168. ábra – Olivinkristályok megjelenése egynikolos és keresztezett nikolos fotókon különböző bazaltos kőzetekben (Teleki vulkán, trachibasalt, 1-4 kép és Keleti-Mecsek, ankaramit 5-8 kép) kőzetekből).



III.31. animáció: Olivinkristályok megjelenése egynikolos és keresztezett nikolos fotókon bazaltos kőzetben. Egy kattintásra indul a lépek lejátszása.

ROMBOS PIROXÉNEK

A rombos piroxének közé az ultrabázisos kőzetekben előforduló ensztatit, valamint a bázisos-neutrális kőzetekben előforduló bronzit és hipersztén tartozik.

Rendszer: rombos

Hasadás: (110), vagyis a megnyúlással párhuzamosan jó, emellett a megnyúlásra merőleges harántelválás gyakran megfigyelhető. A megnyúlásra merőleges metszeten az 110 és az 110 hasadások által bezárt szög közel merőleges (86-87°).

Alak, habitus, metszetei: a mélységi kőzetekben előforduló ensztatit zömök oszlopos, a vulkáni kőzetekben előforduló rombos piroxén nyúlt, oszlopos megjelenésű. Ennélfogva leggyakrabban nyúlt téglalap alakú metszetek fordulnak elő, de a megnyúlásra merőlegesen nyolcszög alakú, izometrikus. Mélységi kőzetekben hipidiomorf vagy xenomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: nagyon halvány barnás-rózsaszínes-zöldes színű, pleokroizmusuk nem észlelhető, csak 30 µm-nél vastagabb metszetekben.

Törésmutató: nagy, 1,651-1,788; a Fe-tartalom növekedésével nő.

Maximális interferenciaszín: I. rendű fehéres sárga

Kioltás: egyenes (lehet ferde, maximálisan 7°, amely az összetétel változása, elsősorban a beépülő Ca-tartalom miatt válik ferdévé).

Optikai jelleg: az összetétel függvényében változó, az ensztatit pozitív, a hipersztén negatív

Főzónajelleg: pozitív

Iker: nincs

Zárvány: nem jellemző, általában nincs

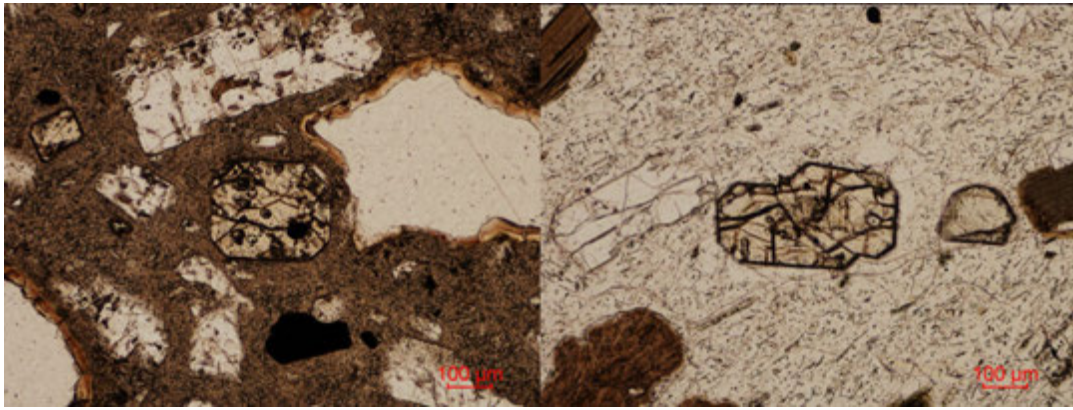
Egyéb: Vulkáni kőzetekben gyakran előfordul, hogy a korábban kikristályosodott rombos piroxént finomszemcsés monoklin piroxénekből álló koszorú veszi körül. Ultrabázisos kőzetek Ca tartalmú rombos piroxénjeiben a Ca-tartalom lamellásan monoklin- és ortopiroxénné szételegyedhet a hűlés során. Ez még a teljesen szerpentinesedett változatokban is felismerhető.

Átalakulás: könnyen átalakuló ásvány. A nagy Mg-tartalmú változatok szerpentinásványokká alakulnak át (basztitosodás). Gyakori a Fe-tartalmú agyagásványosodás, és ritkább az amfibolosodás.

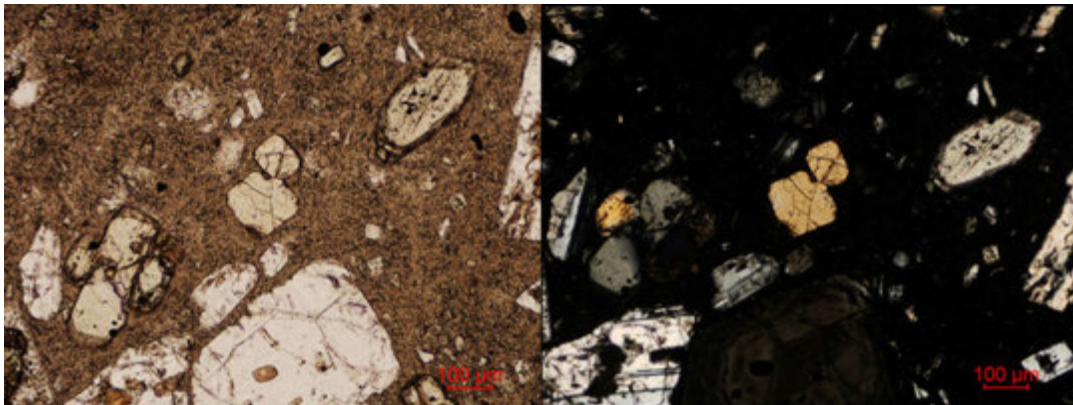
Genetika: Az ensztatit ultrabázisos kőzetekben, a bronzit és a hipersztén elsősorban bázisos és neutrális kőzetekben, különösképpen vulkanitokban fordul elő. Egyes dácitokban hipersztén szintén előfordul. Jellemző előfordulásként a charnockitokban is megtalálható.

Felismerés: Csaknem színtelen, mélységi kőzetekben zömök, vulkáni kőzetekben nyúlt oszlopos, kis kettőstörésű, egyenesen kioltó, pozitív főzónajellegű, hosszirányban jól hasadó, ásvány, gyakran harántelválása is észlelhető.

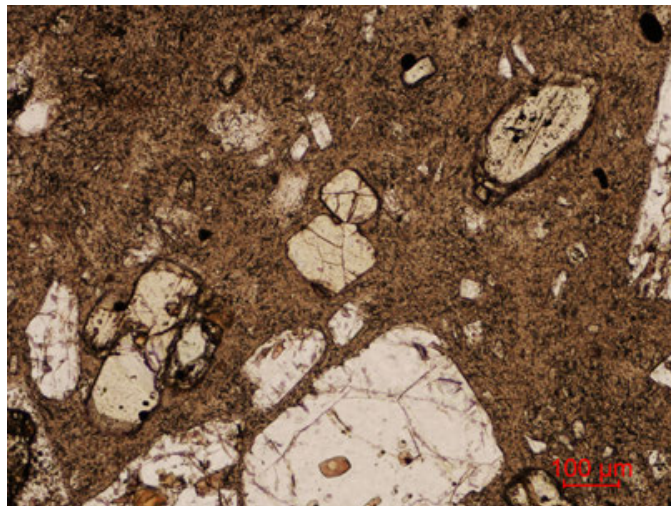
Elkülönítés: Magmás kőzetekben elsősorban az olivinhez hasonló, de a rombos piroxén általában nyúltabb, a hasadása valamivel jobb és sűrűbb, mint az oliviné, emellett a kettőstörése lényegesen kisebb. A monoklin piroxénektől az egyenes kioltása és a kisebb kettőstörése alapján csaknem mindig elkülöníthető, kivéve egyes speciális monoklin piroxén metszeteket, amelyek kioltása egyenes vagy közel egyenes (b tengely zónája).



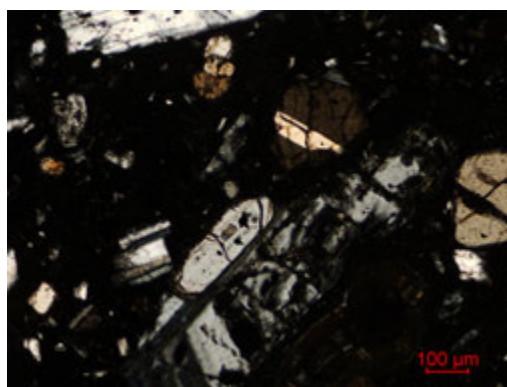
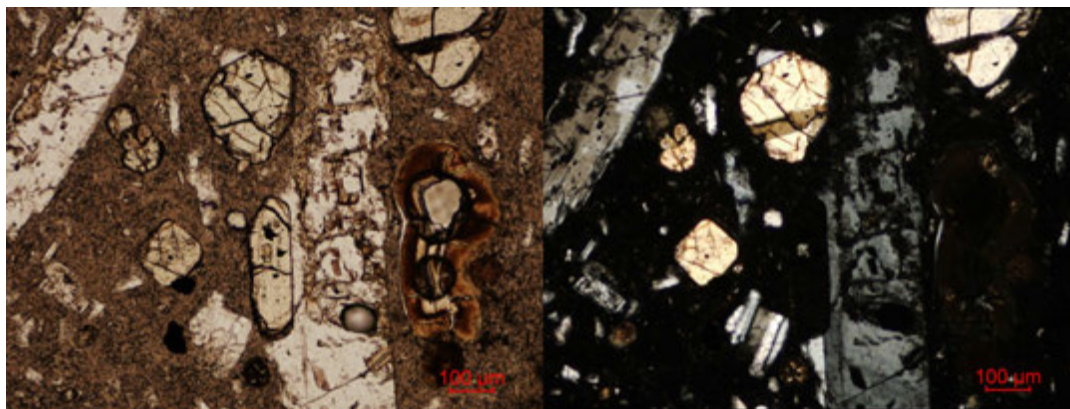
III.169. ábra – Saját alakú ortopiroxén fenokristályok andezit litoklasztban (Bükkalja). Fotók: egy nikolokkal.



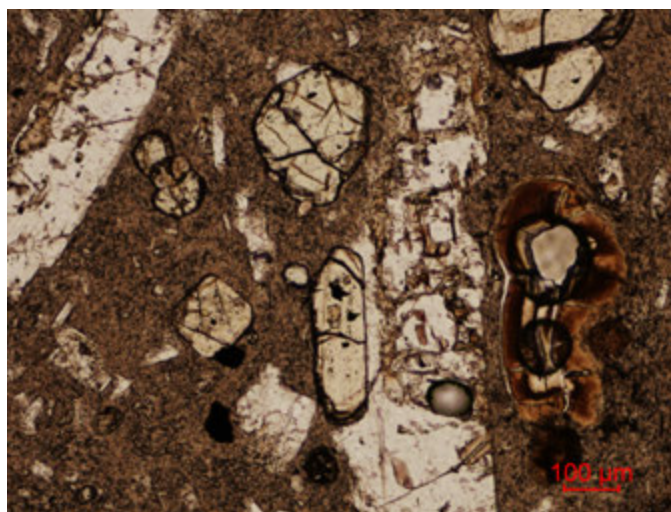
III.170. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő ortopiroxén fenokristály esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja).



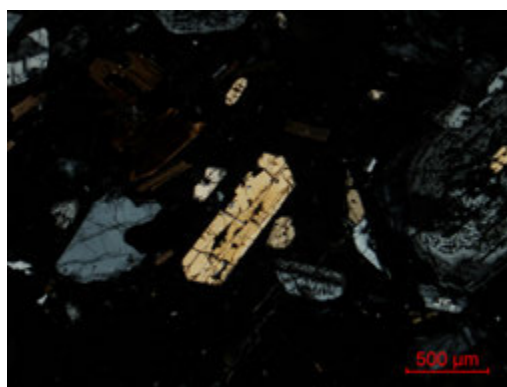
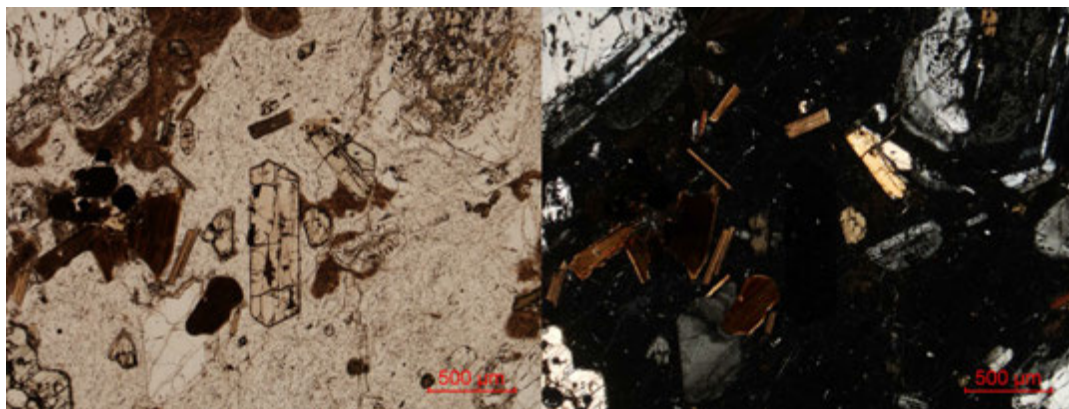
III.32. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő ortopiroxén fenokristály esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



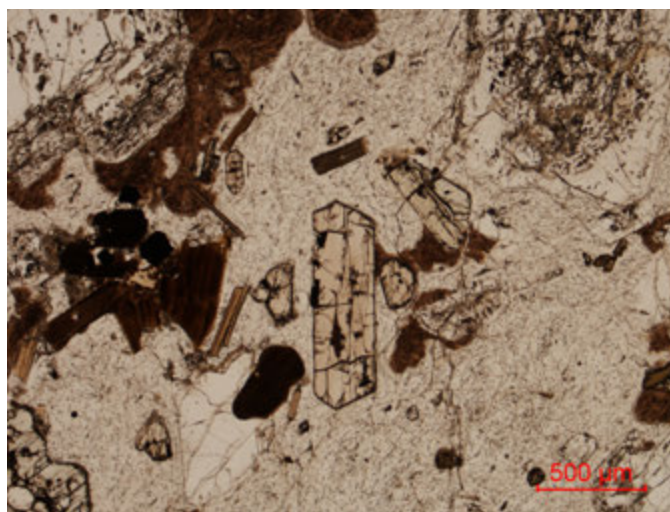
III.171. ábra – Az ortopiroxén egyenes kiolása (andezit litoklaszt, Bükkalja).



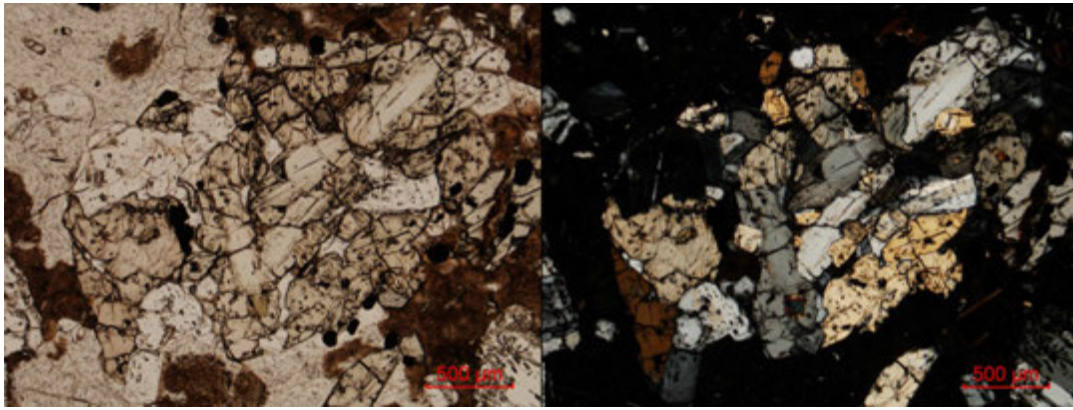
III.33.animáció: Az ortopiroxén egyenes kiolása (andezit litoklaszt, Bükkalja). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



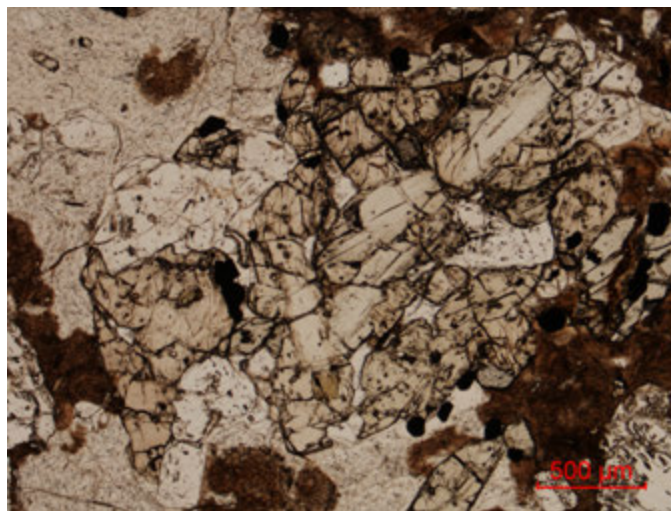
III.172. ábra – Az ortopiroxén egyenes kioltása (andezit litoklaszt, Bükkalja).



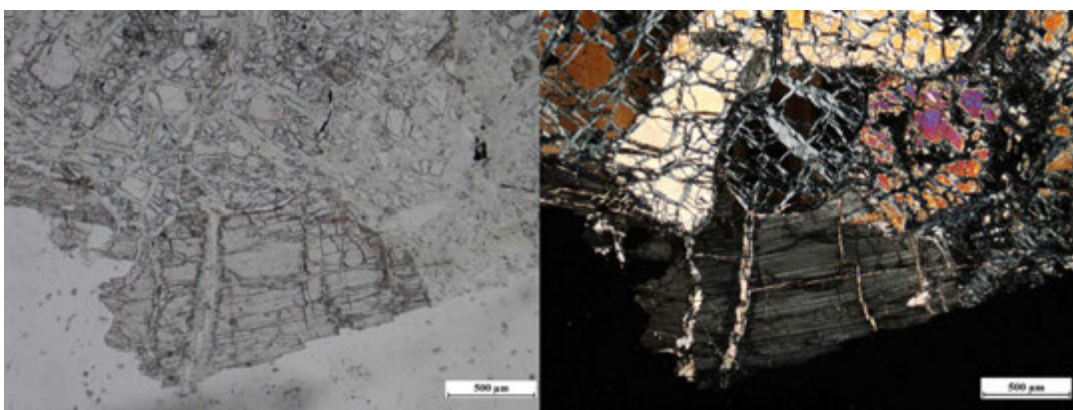
III.34. animáció: Az ortopiroxén egyenes kioltása (andezit litoklaszt, Bükkalja). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



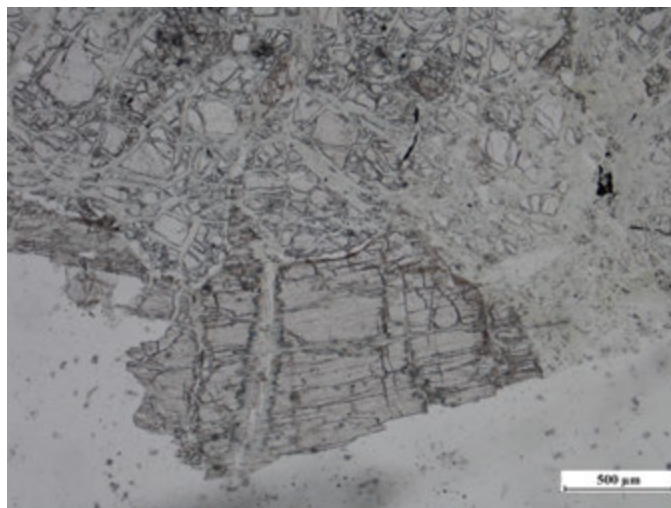
III.173. ábra – A nikolok keresztezésének hatása andezitben megjelenő ortopiroxén-plagioklász glomeroporfir esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja).



III.35. animáció: A nikolok keresztezésének hatása andezitben megjelenő ortopiroxén-plagioklász glomeroporfir esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.174. ábra – A nikolok keresztezésének hatása harzburgitban megjelenő ortopiroxénkristály esetében (Moa, Kuba).



III.36. animáció: A nikolok keresztvezetésének hatása harzburgitban megjelenő ortopiroxénkristály esetében (Moa, Kuba). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

MONOKLIN PIROXÉNEK

A monoklin piroxének között magmás kőzetekben számos változat előfordul pl. augit, diopszidos augit, Ti-augit, diallag, pigeonit, egirinaugit, egirin). Az alábbiakban a monoklin piroxénekre általában jellemző összefoglaló tulajdonságokat adjuk meg, esetenként utalva egyes típusok (elsősorban az alkáli piroxének – egiriaugit, egirin) lényegesen eltérő tulajdonságaira.

Rendszer: monoklin

Hasadás: (110) jó emellett egyes változataiban egyéb hasadás is megjelenhet. A hasadás a megnyúlással párhuzamos. A megnyúlásra merőleges metszeten az 110 és az $1\bar{1}0$ hasadások által bezárt szög közel merőleges (86-87°).

Alak, habitus, metszetei: általában zömök oszlopos, az alkáli piroxének nyúlt oszloposak, ennél fogva metszeteik többé-kevésbé megnyúlt közel téglalap alakúak, a megnyúlásra merőlegesen nyolcszög alakúak, izometrikusak. Mélységi kőzetekben hipidiomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf, hipidiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: A monoklin piroxének többsége nagyon gyengén pleokroos; elsősorban rózsaszín, barna, zöldes árnyalatúak, a Ti-augit valamivel erőteljesebb lila, az egirinaugit és egirin közepesen erősen pleokroos zöld-sárgászöld.

Törésmutató: nagy-nagyon nagy, 1,66-1,84; az összetételtől függően változik.

Maximális interferenciaszín: a monoklin piroxének többségénél I. rendű vörös – II. rendű kék. Az alkáli jelleg erősödésével egyre magasabb, az egiriné III. rendű zöld-sárga, de ezt ezekenél az ásványoknál az erős saját szín gyakran elfedi.

Kioltás: általában erősen ferde, a (010) lapon észlelhető, jellemző γ/c kioltási szög általában 40-45°, de az alkáli piroxének esetében ennél nagyobb, illetve az egirin esetében a megnyúlás irányába már az α törésmutató esik, így ott már az α/c kioltási szög mérhető, ami néhány fok.

Optikai jelleg: többségében pozitív, az egirinaugit és egiriné negatív.

Főzónajelleg: a nagy, megnyúlás iránytól 40-45°-ban eső α és γ irány miatt a monoklin piroxének többségénél nem mérhető, az alkáli piroxének esetében negatív.

Iker: általában jellemző az (100) szerint kialakult kettős, esetleg kevés ikertagból álló poliszintetikus ikresedés, különösen vulkáni kőzetekben.

Zárvány: Előfordulhat, de nem jellemző

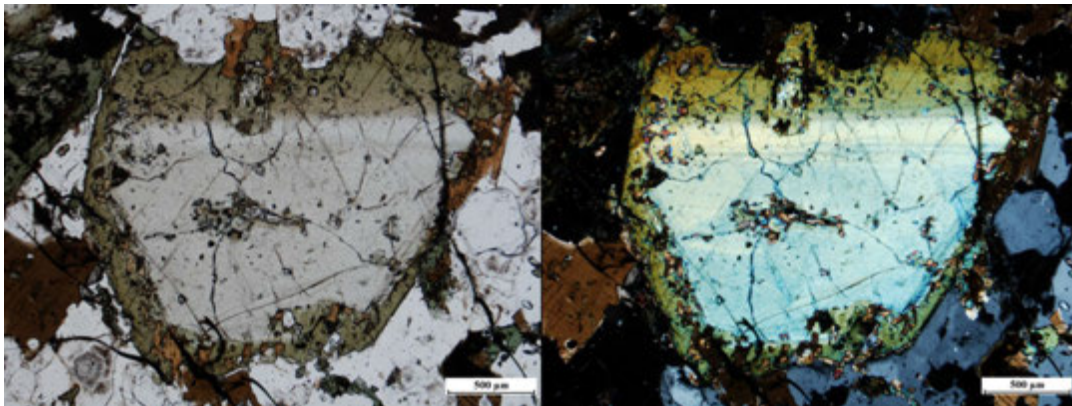
Egyéb: Az egyes monoklin piroxének gyakran összetételi zónásak, illetve az összetételük egy szemcsén belüli változása különleges (pl. homokórás) kioltási viszonyokat mutat. Ugyancsak jellemző egyes típusaikra a jelentős diszperzió.

Átalakulás: leggyakoribb átalakulási termékeik a klorit, az agyagászvány, emellett jellemző a későmagmás folyamatok során, illetve az utólagosan végbemenő amfibolosodás. Ez utóbbi esetben leggyakrabban a piroxén helyén szálás, aktinolit-os tremolit-os összetételű amfibol alakul ki (uralitosodás).

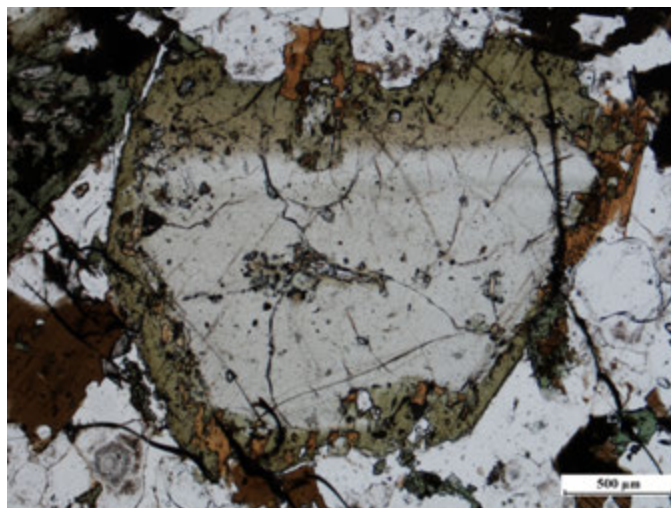
Genetika: Bázisos, ultrabázisos és neutrális magmás kőzetekben közönséges színes elegyrész. Az egirin és az egirinaugit alkáli magmás kőzetekben fordul elő.

Felismerés: Általában zömök oszlopos, ritkábban nyúlt oszlopos megjelenésű, nagy törésmutatójú, halvány (a nyúlt oszloposak erősen) pleokroós, zömében erősen ferdén kioltó, hosszirányban jól hasadó, viszonylag nagy kettőtörő ásványok. Ez utóbbi tulajdonságuk miatt egy csiszolatban változatos interferenciaszínű metszetek formájában jelenhetnek meg. A harántmetszetük jellegzetesen izometrikus, nyolcszög alakú, és a hasadások által bezárt szög közel merőleges. Gyakran megfigyelhető a zónáság, ami színében, illetve a kioltás szögének változásában nyilvánul meg.

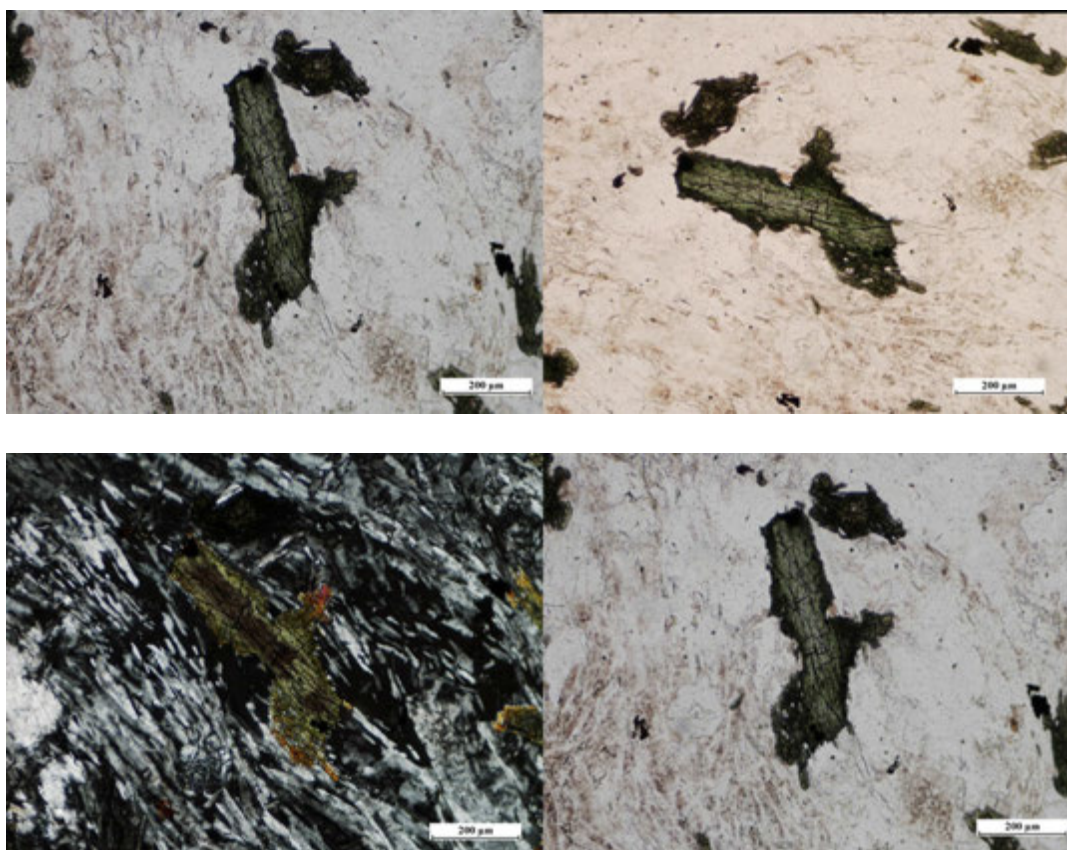
Elkülönítés: A monoklin piroxének elsősorban az olivinnel téveszthetők össze, de az olivin teljesen szintelen, egyenesen olt ki és nem látható mikroszkópban a zónásága. A rombos piroxének nyúltabbak, illetve a nyúlt alkáli monoklin piroxének pleokroizmusa lényegesen erősebb, ferdén oltanak ki, a főzónajellegük pedig negatív. Az amfibolok általában nyúltabbak és lényegesen erősebb a pleokroizmusuk, valamint a harántmetszeten megfigyelhető hasadások szöge közel 120° . Az alkáli piroxének az amfiboloktól elsősorban ez utóbbi tulajdonságuk, valamint a negatív főzónajellegük alapján különíthetők el, az amfibolok többségének főzónajellege pozitív, míg az alkáli piroxéneké negatív.

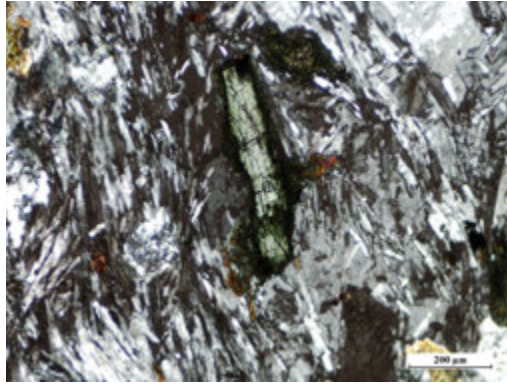


III.175. ábra – A nikolok keresztezésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristály (egirinaugit) esetében (Günsehals).

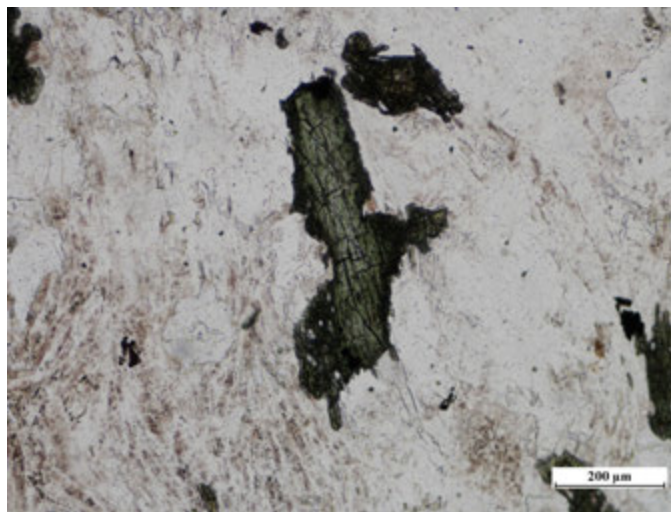


III.37. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristály (egirinaugit) esetében (Günsehals). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

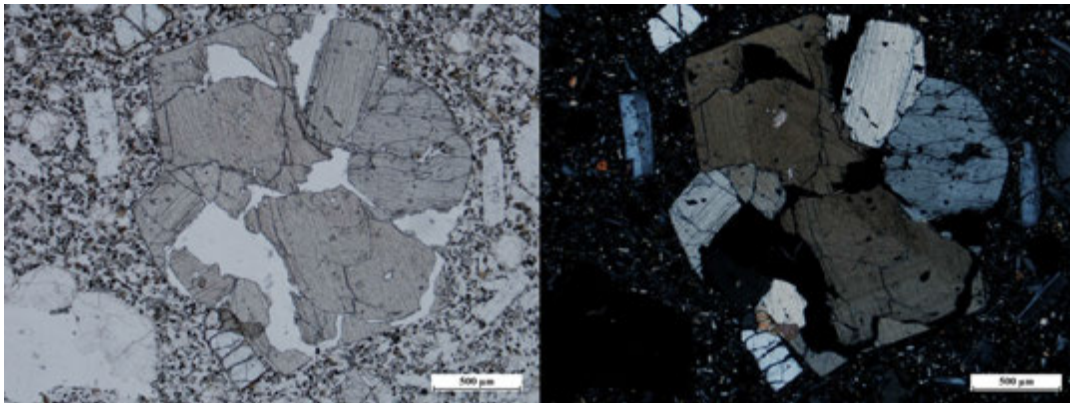


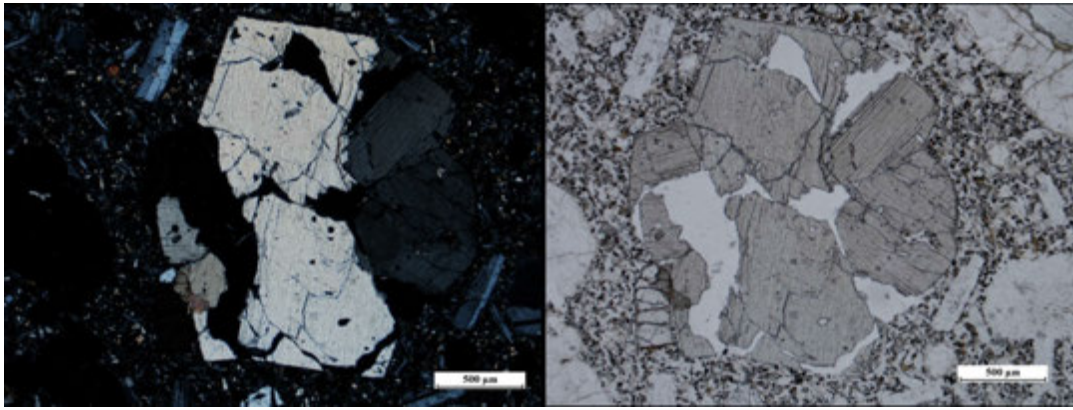


III.176. ábra – Fonolitban megjelenő klinopiroxénkristály (egirin) pleokroizmusa és interferenciaszíne (Kövestető, Mecsek). Fotók: keresztezett (3.5.) és egy nikollal(1.2.4.).

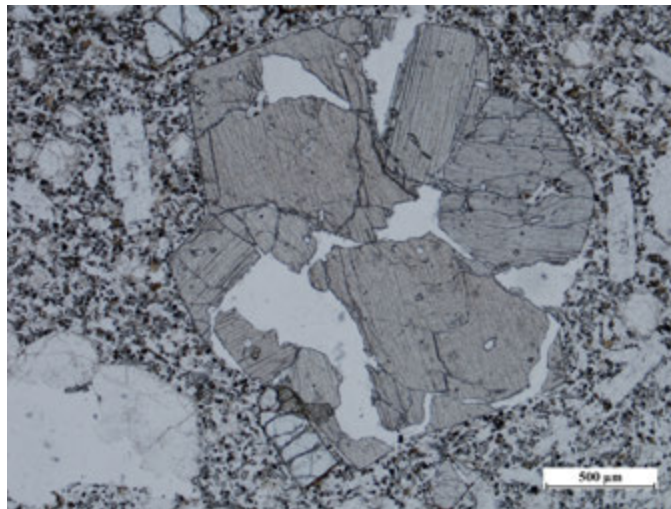


III.38.animáció: Fonolitban megjelenő klinopiroxénkristály (egirin) pleokroizmusa és interferenciaszíne (Kövestető, Mecsek). Egy kattintásra indul a lépek lejátszása.

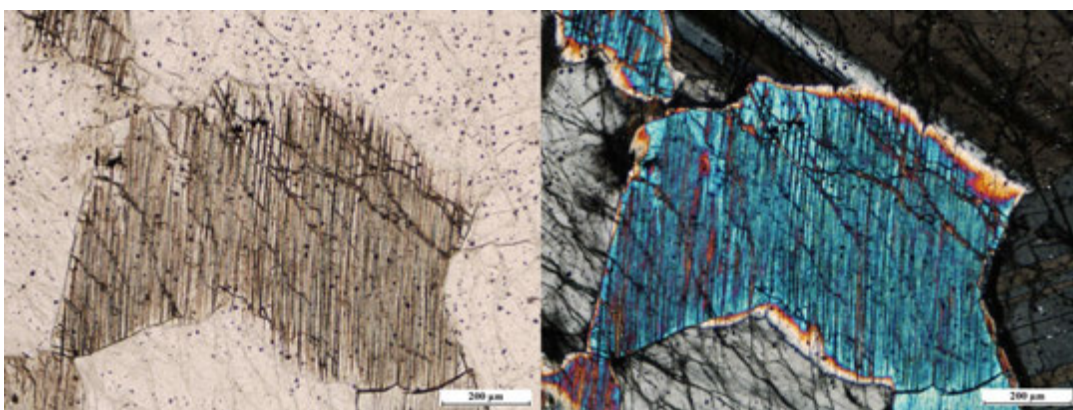




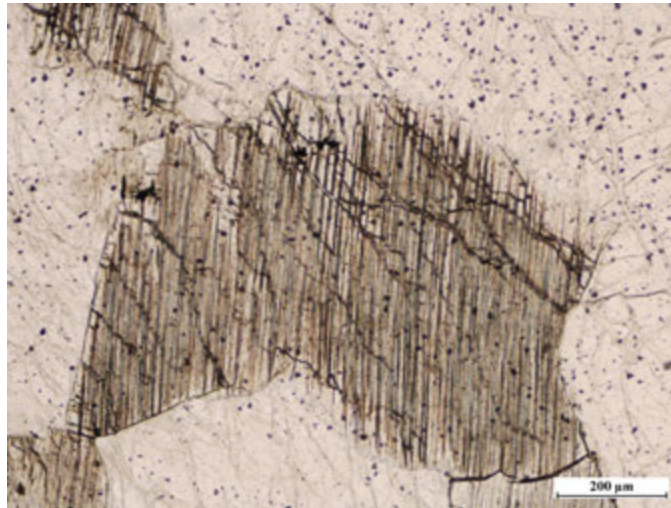
III.177. ábra – A nikolok keresztezésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristályok (augit) esetében (Vezúv).



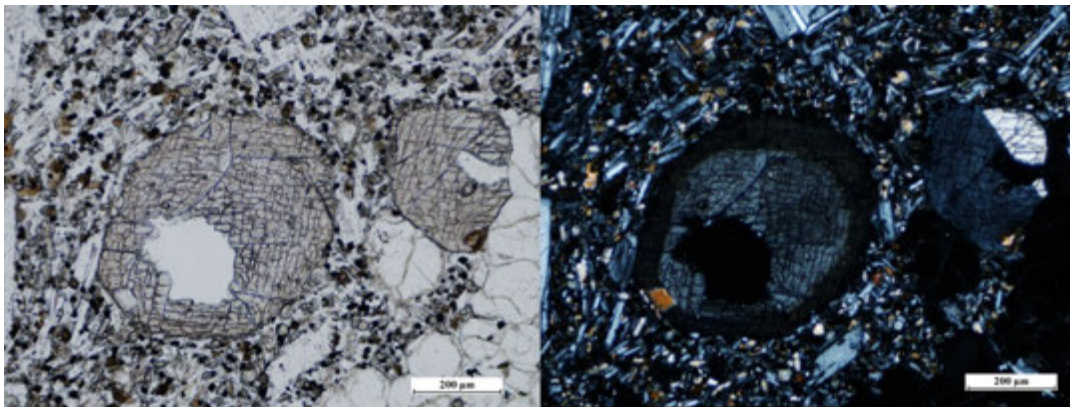
III.39. animáció: A nikolok keresztezésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristályok (augit) esetében (Vezúv). Egy kattintásra indul a lépek lejátszása.



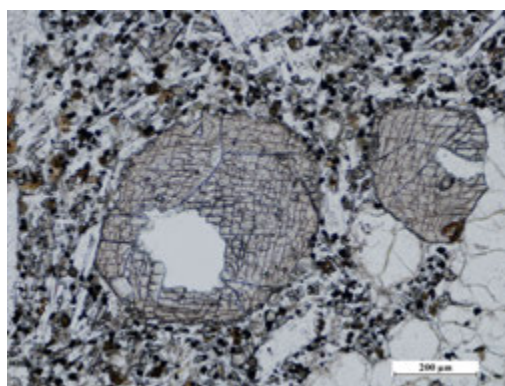
III.178. ábra – A nikolok keresztezésének hatása gabbróban megjelenő klinopiroxénkristály (diállág) esetében (Kuba).



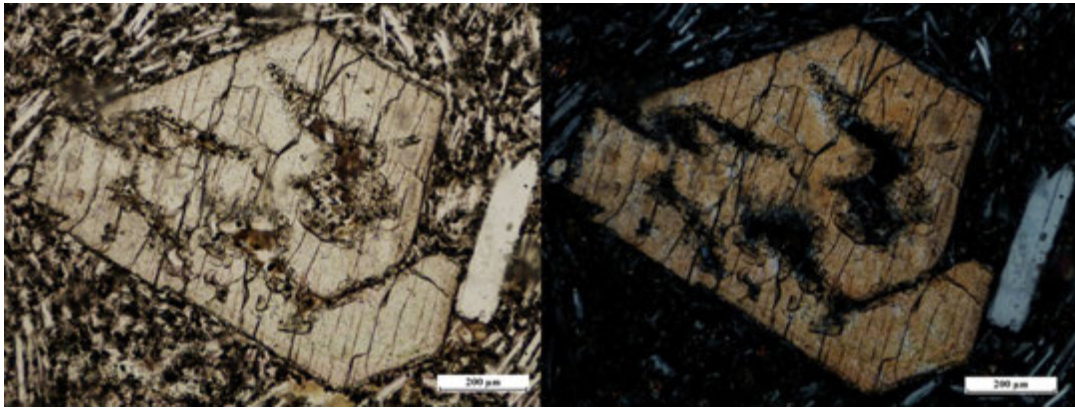
III.40.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása gabbróban megjelenő klinopiroxénkristály (diállág) esetében (Kuba). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



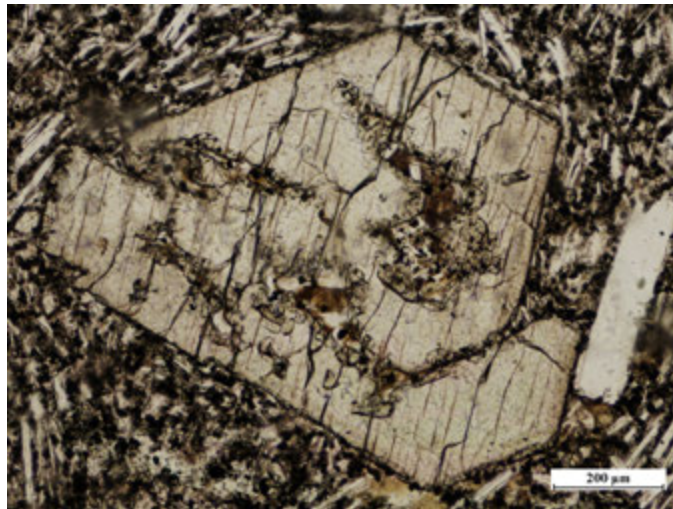
III.179. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Vezúv).



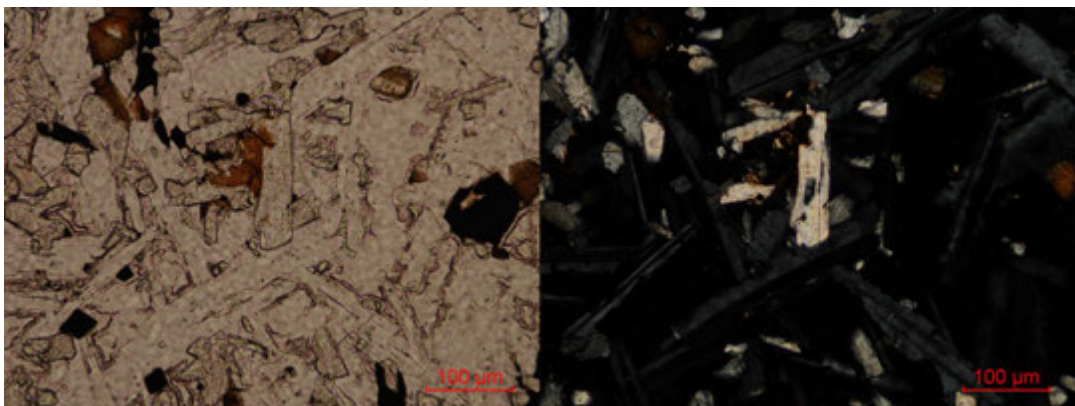
III.41.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása foidolitban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Vezúv). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



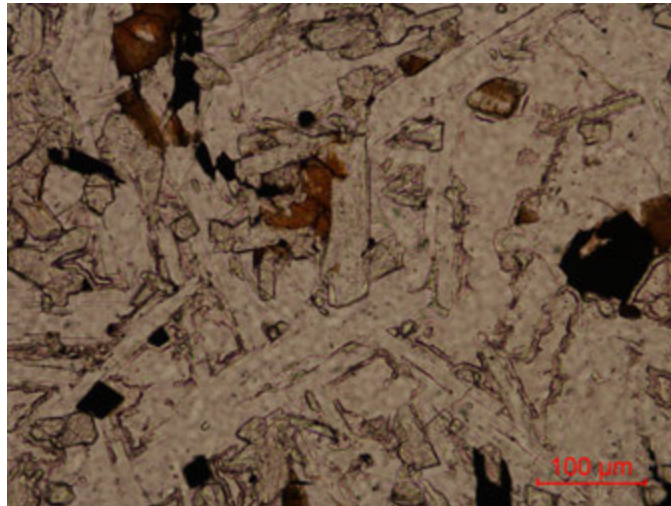
III.180. ábra – A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Pécskő).



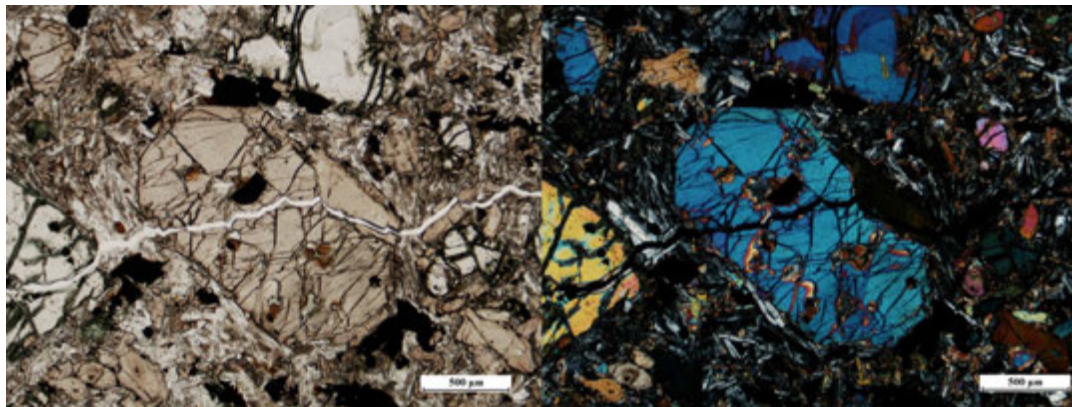
III.42. animáció: A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Pécskő). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



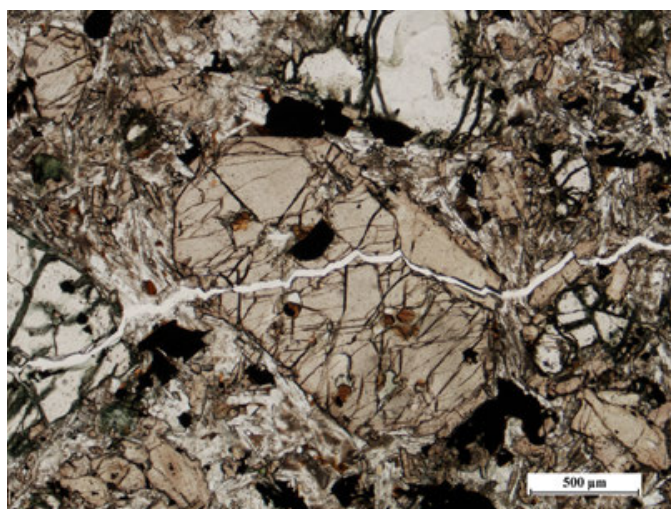
III.181. ábra – A nikolok keresztezésének hatása a ság-hegyi bazaltban megjelenő ferde kioltású klinopiroxénkristály (augit) esetében



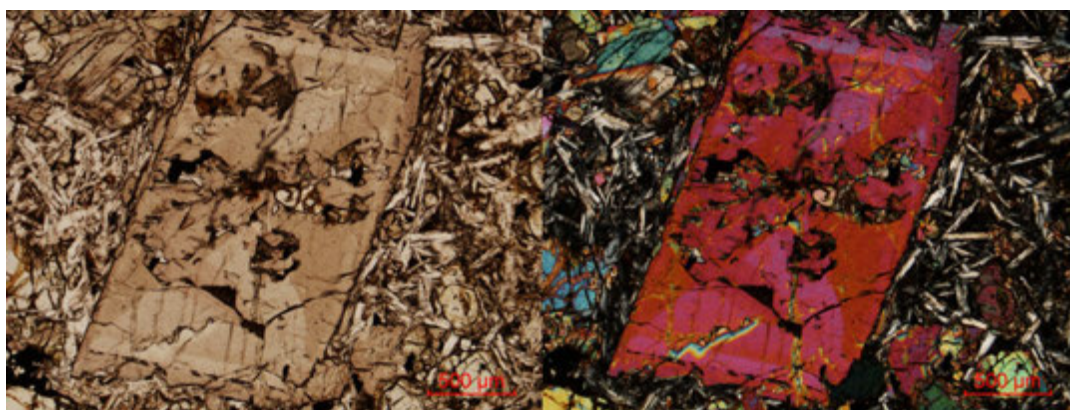
III.43.animáció: A nikolok keresztezésének hatása a ság-hegyi bazaltban megjelenő ferde kioltású klinopiroxénkristály (augit) esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



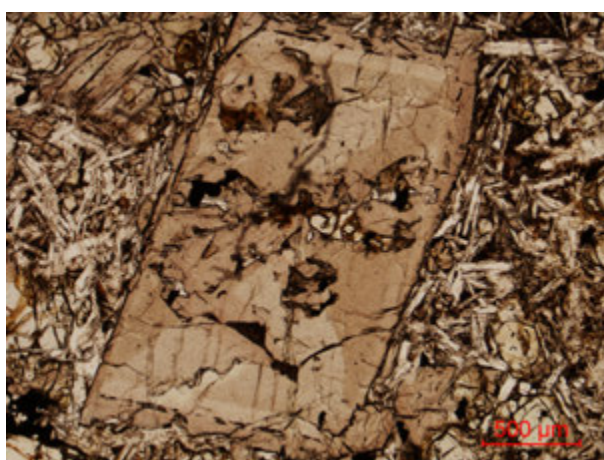
III.182. ábra – A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Balatonfelvidék).



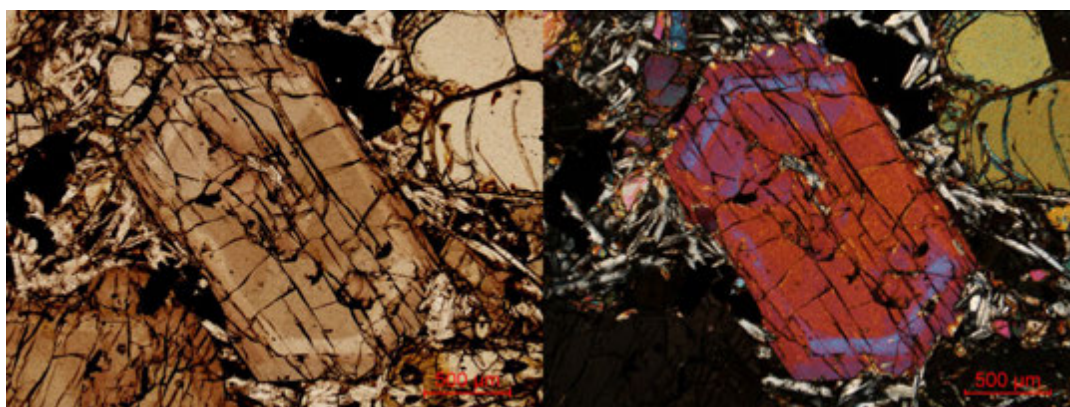
III.44.animáció: A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő klinopiroxénkristály (augit) esetében (Balatonfelvidék). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



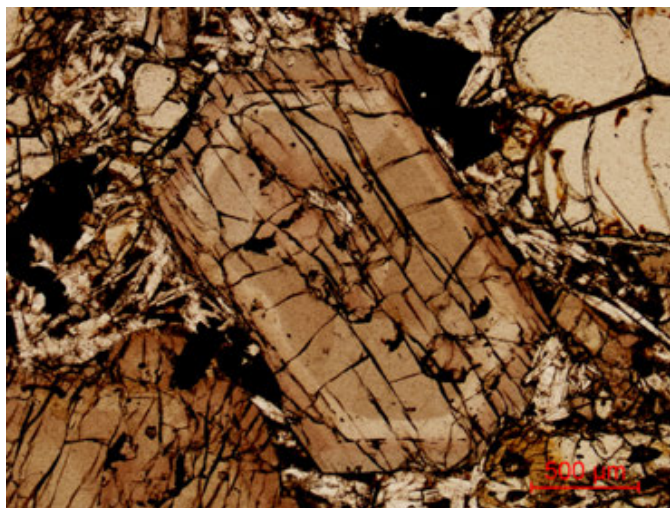
III.183. ábra – Homokórás kioltású klinopiroxén esetében a nikolok keresztezésének hatása (Keleti-Mecsek, ankaramit).



III.45. animáció: Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni. Homokórás kioltású klinopiroxén esetében a nikolok keresztezésének hatása



III.184. ábra – A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő zónás klinopiroxénkristály (Ti-augit) esetében (Keleti-Mecsek, ankaramit).



III.46.animáció: A nikolok keresztezésének hatása bazaltban megjelenő zónás klinopiroxénkristály (Ti-augit) esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

AMFIBOLOK

Ebben a részben a magmás kőzetekben előforduló amfibolváltozatok általános tulajdonságait tárgyaljuk, elsősorban mészkalkáli kőzetekben előforduló amfibolok tulajdonságai alapján. Az alkáli magmás kőzetekben előforduló amfibolok egyedi tulajdonságait csak érintőlegesen tárgyaljuk.

Rendszer: monoklin

Hasadás: (110) kitűnő; emellett egyes változatokban ritkán más hasadás is felléphet. A hasadás a megnyúlással párhuzamos. A megnyúlásra merőleges metszeteken az (110) és az ($\bar{1}\bar{1}0$) hasadások által bezárt szög tompaszög, közel 124° .

Alak, habitus, metszetei: nyúlt oszlopos, vagyis a metszetek többé-kevésbé nyúlt téglalap alakúak, a harántmetszet kissé lapított hatszög vagy rombusz alakú. Mélységi kőzetekben hipidiomorf vagy xenomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf-hipidiomorf, esetenként foszlányos elvégődéssel a megnyúlás irányában

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: általában erősen pleokroós, leggyakrabban zöld, zöldessárga, barnászöld, zöldesbarna, barna színekben, esetenként vöröses tónussal (oxiamfibol). Az alkáli amfibolok pleokroizmusa legtöbbször igen erős és nagyon változatos színű.

Törésmutató: nagy-nagyon nagy, 1,61-1,79 közötti, az összetételtől függően változik.

Maximális interferenciaszín: általában I. rendű vörös, II. rendű kék, az erős saját szín esetenként elfedi, ezt különösen az alkáli amfibolok esetében tapasztaljuk.

Kioltás: ferde, a (010) lapon észlelhető, jellemző γ/c kioltási szög általában $15-28^\circ$ (maximálisan 33°), az alkáli amfibolok esetében azonban igen változatos.

Optikai jelleg: uralkodóan negatív, ritkán lehet pozitív (az alkáli amfiboloké változatos)

Főzónajelleg: pozitív (kivéve az alkáli amfibolokat)

Iker: Különösen a hornblende változatokra jellemző az (100) szerint kialakult kettős iker, elsősorban vulkáni kőzetekben.

Zárvány: Előfordulhat, de nem jellemző

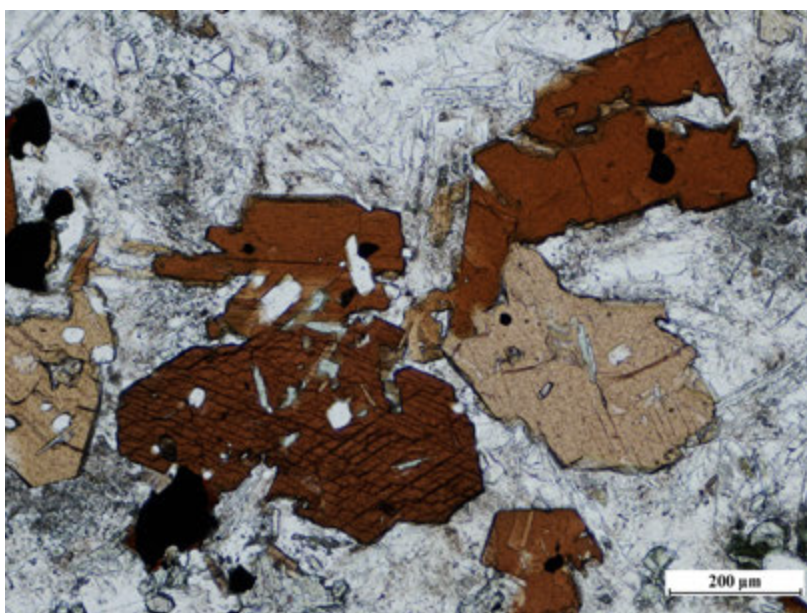
Egyéb: -

Átalakulás: az amfibolok elsősorban kloritosodnak, agyagászványosodnak, és – főleg későmagmás folyamatok során biotitosodhatnak. Jellemző átalakulás elsősorban a vulkáni kőzetekben képződött barna amfibolok és oxiamfibolok esetében a rezorpcióhoz kapcsolódó opacitosodás, ami az amfibolok szegélyén, erőteljes hatásokra az egész szemcsén kialakult opakászványosodást jelent.

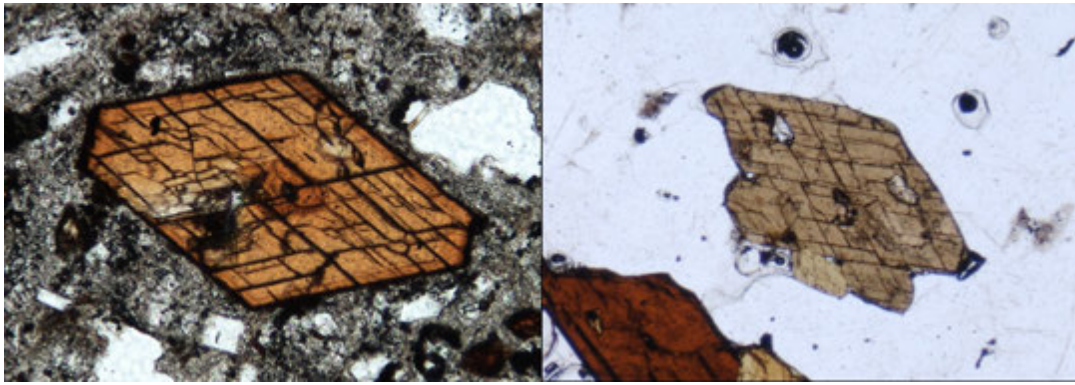
Genetika: Az amfibolok elsősorban a neutrális magmatitokban gyakoriak, de a bázisos és savanyú kőzetekben is közönségesek, sőt egyes ultrabázisos kőzetekben (pl. hornblendit) uralkodó mennyiségben is kialakulhatnak. Alkáli kőzetekben szintén gyakoriak, ez esetben jelentősebb a Na és a K tartalmuk.

Felismerés: A magmás kőzetekben előforduló amfibolok általában nyúltak, erősen pleokroósak, megnyúlásukhoz viszonyítva általában kis-közepes (max 33° , de általában ennél sokkal kisebb is lehet) kioltási szögű, viszonylag magas interferenciaszínű, hosszirányban kitűnően hasadó ásványok. A harántmetszetük kissé lapított hatszög alakú, amelyen az (110) hasadási vonalak által bezárt szög 124° . Az I-II. rendű interferenciaszínük miatt egy csiszolatban változatos interferenciaszínű metszetek formájában jelenhetnek meg. Zónásság esetenként megfigyelhető, de nem annyira látványos, mint a monoklin piroxének esetében.

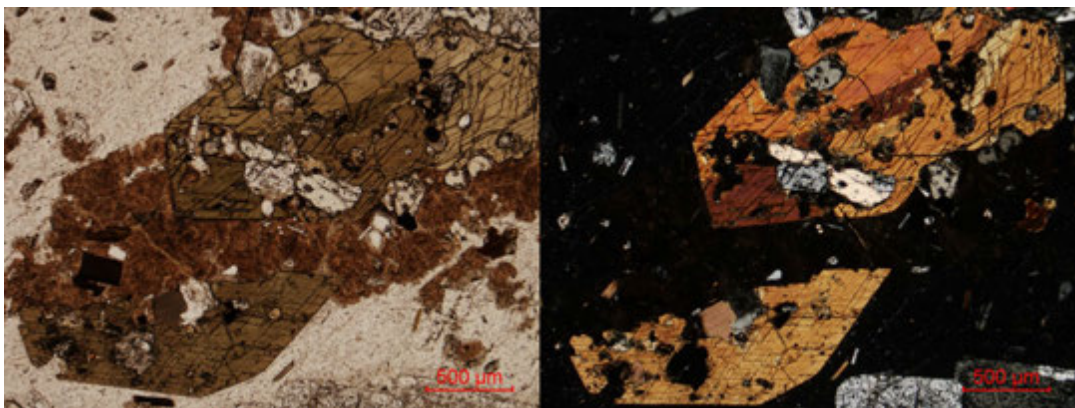
Elkülönítés: Az amfibolok elsősorban a monoklin piroxénekkal téveszthetők össze. Azokénál azonban lényegesen erősebb a pleokroizmusuk, általában nyúltabbak, kisebb a kioltási szögük, és mérhető a pozitív főzónajellegük. A legbiztosabb elkülönítés azonban a harántmetszeten látható, (110) szerinti hasadási vonalak 124° (amfibol), illetve 87° (piroxén) alapján történhet. A szintén erőteljesen pleokroós turmalintól a pleokroizmus normál jellege (a turmalin inverz pleokroós), a turmalin egyenes kioltása, valamint az amfibol kitűnő hasadása (a turmalin nem hasad, csak harántelválása van) különíthető el. A biotittól annak egyenes és mottled kioltása, és biotit még vékonyabb hasadási vonalai, illetve a biotit bázismetszetén a hasadási vonalak hiánya alapján különíthető el.



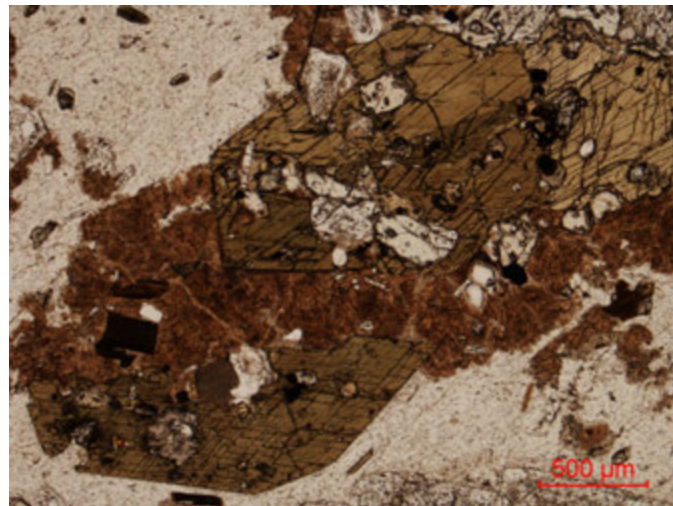
III.185. ábra – Alkáliamfibol alkáli gabbróban (essexit, Szamár-hegy, Mecsek). Fotó: egy nikollal.



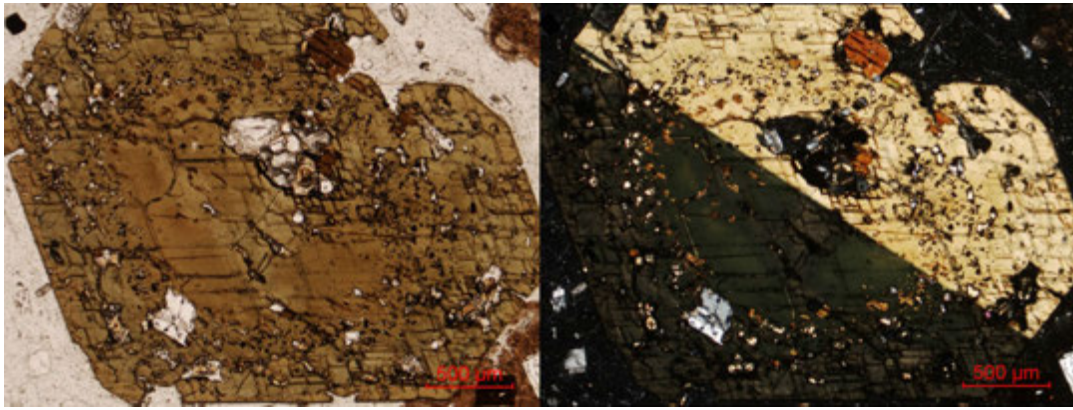
III.186. ábra – Amfibol (hornblende) jellegzetes hasadási nyomvonalai sajátalakú kristályokon (dácit, Csomád).
Fotó: egy nikollal.



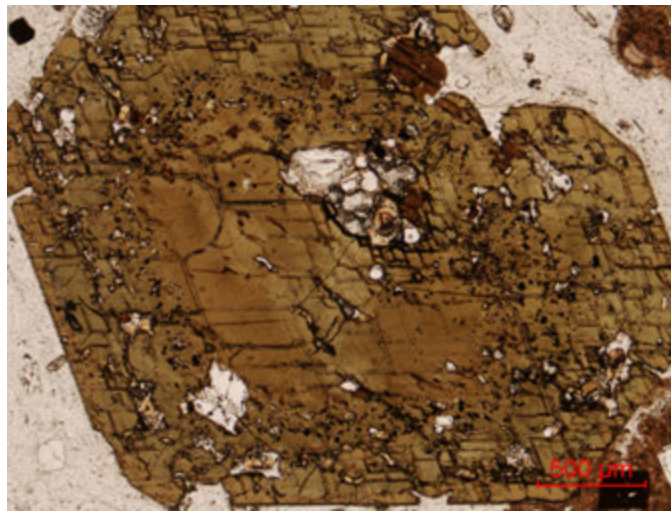
III.187. ábra – A nikolok keresztelésének hatása andezitben megjelenő amfibolkristály (hornblende) esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja).



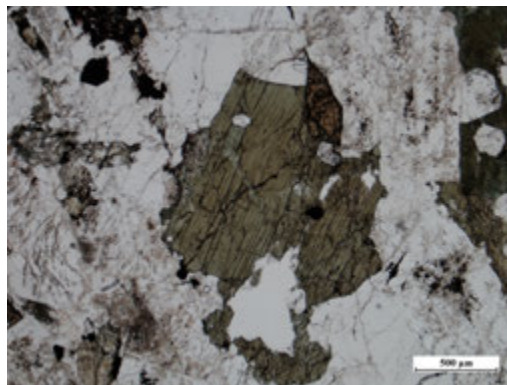
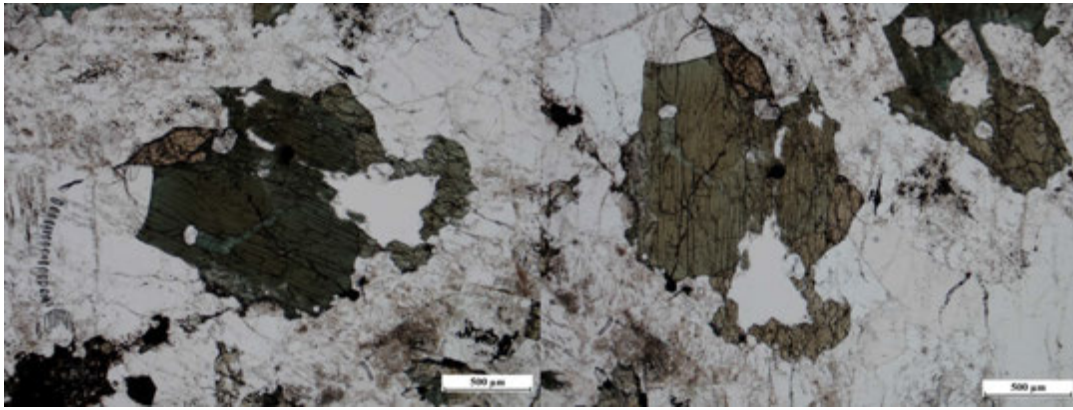
III.47.animáció: A nikolok keresztelésének hatása andezitben megjelenő amfibolkristály (hornblende) esetében.
Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



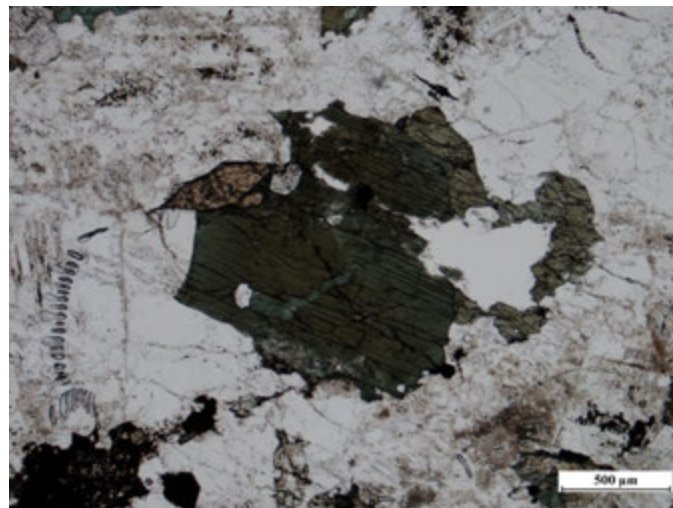
III.188. ábra – A nikolok keresztvezésének hatása andezitben megjelenő ikres amfibolkristály (hornblende) esetében (andezit litoklaszt, Bükkalja).



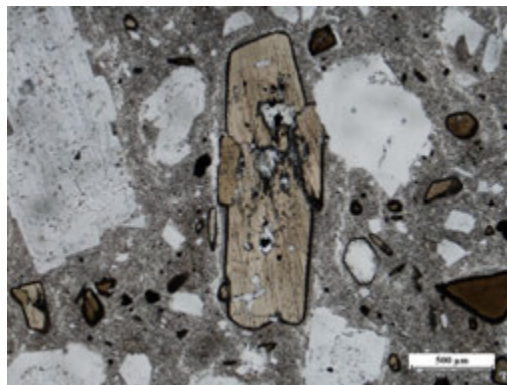
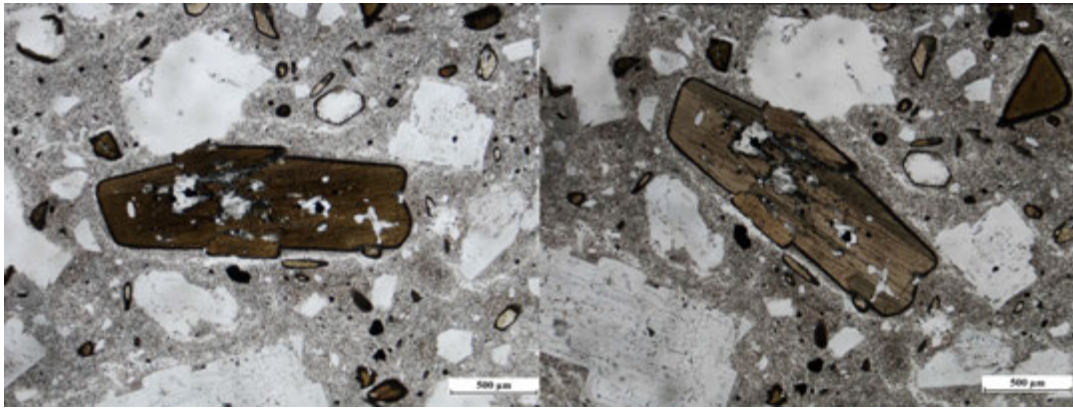
III.48.animáció: A nikolok keresztvezésének hatása andezitben megjelenő ikres amfibolkristály (hornblende) esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



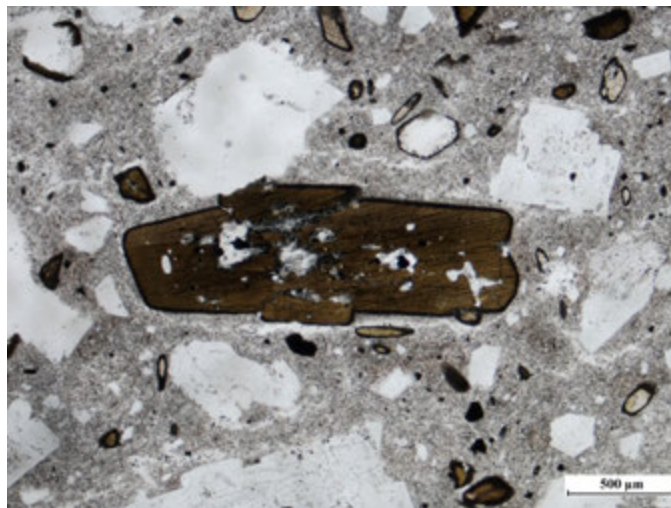
III.189. ábra – A hornblende pleokroizmusa, színének változása a tárgyasztal körbeforgatásával (szienitben).
Fotók: egy nikollal.



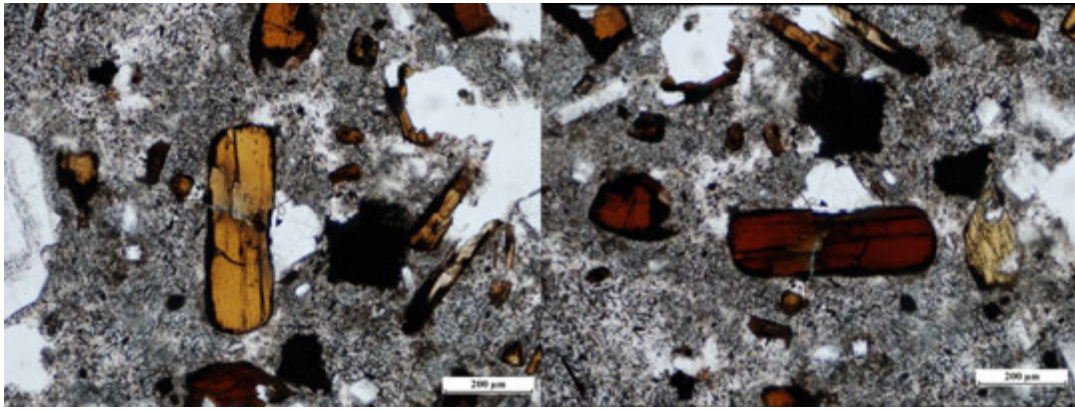
III.49. animáció: A hornblende pleokroizmusa, színének változása a tárgyasztal körbeforgatásával. Egy kattintásra indul a lépek lejátszása.



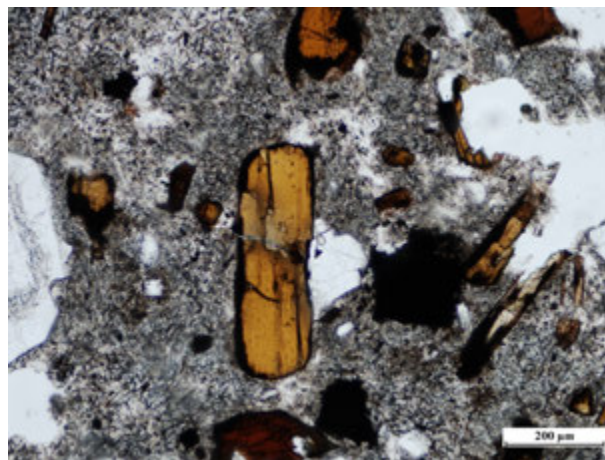
III.190. ábra – A hornblende pleokroizmusa, színének változása a tárgyasztal körbeforgatásával (andezitben, Visegrádi-hg.). Fotók: egy nikollal.



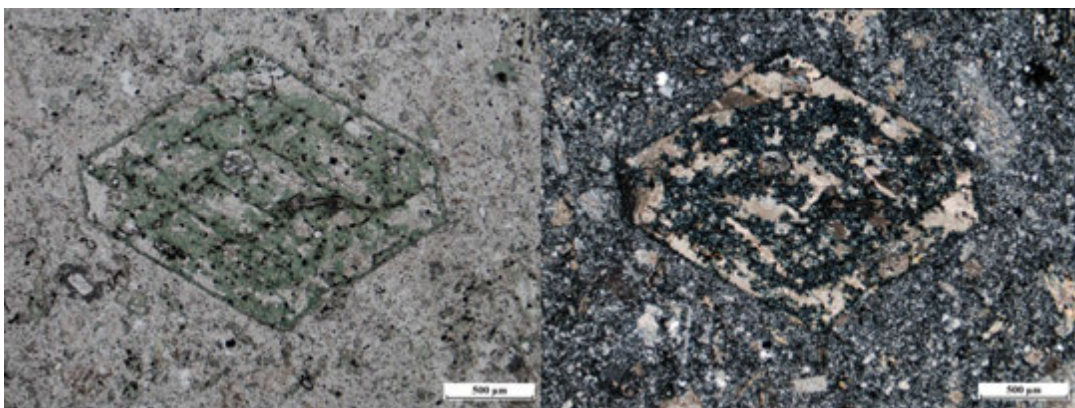
III.50. animáció: A hornblende pleokroizmusa, színének változása a tárgyasztal körbeforgatásával. Egy kattintásra indul a lépek lejátszása.



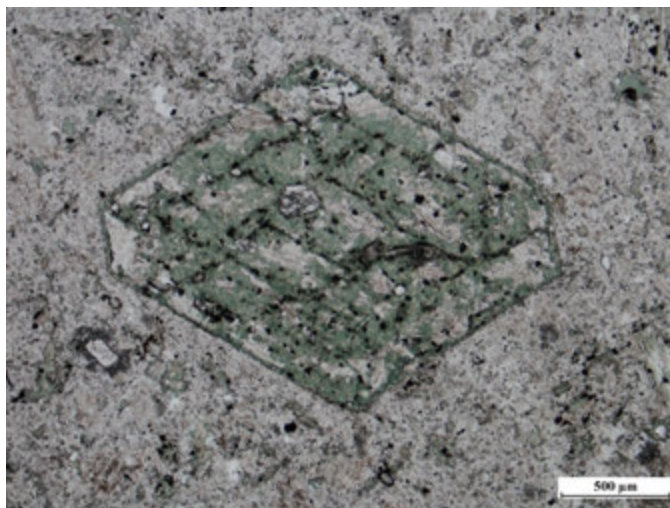
III.191. ábra – A tárgyasztal forgatásának hatása andezitben megjelenő pleokroós oxiamfibolkristály esetében (Tahi, Hegyesd-hegy). Fotók: egy nikollal.



III.51. animáció: A tárgyasztal forgatásának hatása andezitben megjelenő pleokroós oxiamfibolkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.192. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása dácitban megjelenő kloritosodott amfibolkristály esetében.



III.52.animáció: A nikolok keresztezésének hatása dácitban megjelenő kloritosodott amfibolkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

BIOTIT

Rendszer: monoklin (álhexagonális)

Hasadás: (001) kitűnő; nagyon vékony, általában hosszú, egymással teljesen párhuzamos hasadási vonalak.

Alak, habitus, metszetei: pikkelyes, ennél fogva metszetei vékonyabb-vastagabb nyúlt, a két végén csipkézett téglalap, a bázismetszettel párhuzamosak hatszögesek vagy izometrikusak. Általában hipidiomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf, ez elsősorban a pikkelyekkel párhuzamos metszeten figyelhető meg.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: nagyon erősen pleokroós: sötétbarna (és árnyalatai) – világos barna, barnássárga, esetenként csaknem színtelen

Törésmutató: közepes-nagy, 1,530-1,696, elsősorban a Fe-tartalmától változik.

Maximális interferenciaszín: III. rendű zöld, a saját színe azonban elfedi.

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: kéttengelyű pozitív

Főzónajelleg: negatív

Iker: nincs

Zárvány: Általában cirkont, apatitot, opak ásványokat és másodlagosan kialakult rutilt tartalmazhat.

Egyéb: mint minden csillámra, a mottled (foltos) kioltás jellemző: a kioltási helyzetben, illetve attól 1-2 fokkal elforgatva az ásvány felszíne nem egyenletes, hanem apró foltokra „esik szét”.

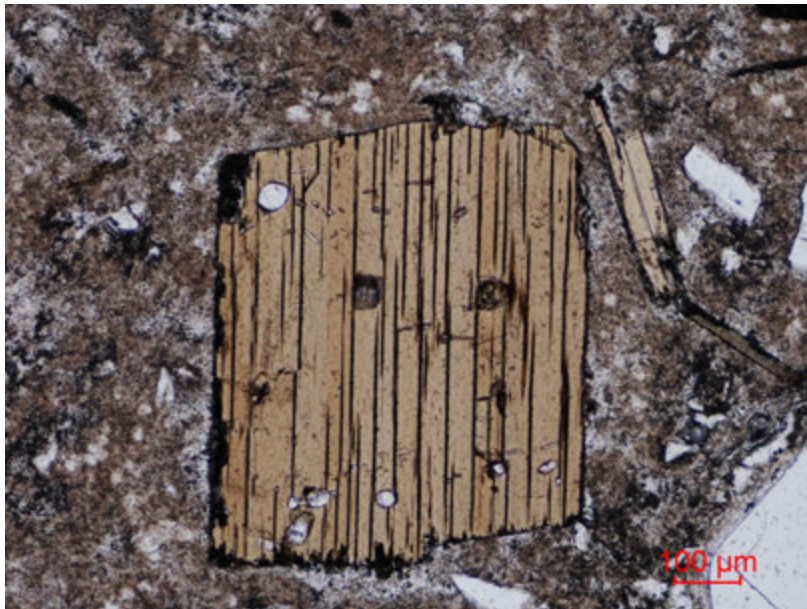
Átalakulás: A biotit gyakran alakul át kloritá vá vagy agyagásvánnyá (vermikulitá elsősorban). A vulkáni kőzetekben opacitosodik (apró opak ásványok halmaza keletkezik először a szemcse szegélyén és a hasadások mentén, amely a folyamat előrehaladtával az egész szemcsére kiterjedhet). A biotit harmadik jellegzetes átalakulása a baueritesedés, amelynek során a Fe-tartalmát fokozatosan elvesztve egyre halványabb színű, illetve egyre gyengébb pleokroizmusú lesz, végül teljesen színtelenné válik. Ebben az esetben az eredetileg is fehér csillámoktól (pl. muszkovit) nagyon nehéz elkülöníteni, a segítséget a baueritesedés során felszabaduló Ti-ből helyben képződött rutil, valamint a felszabaduló Fe helyben kicsapódása során képződött magnetit vagy limonit jelenléte segítheti.

Genetika: Elsősorban savanyú, ritkábban neutrális magmás kőzetekben fordul elő. Az alkáli magmatitokban szintén jelentős mennyiségben fordul elő.

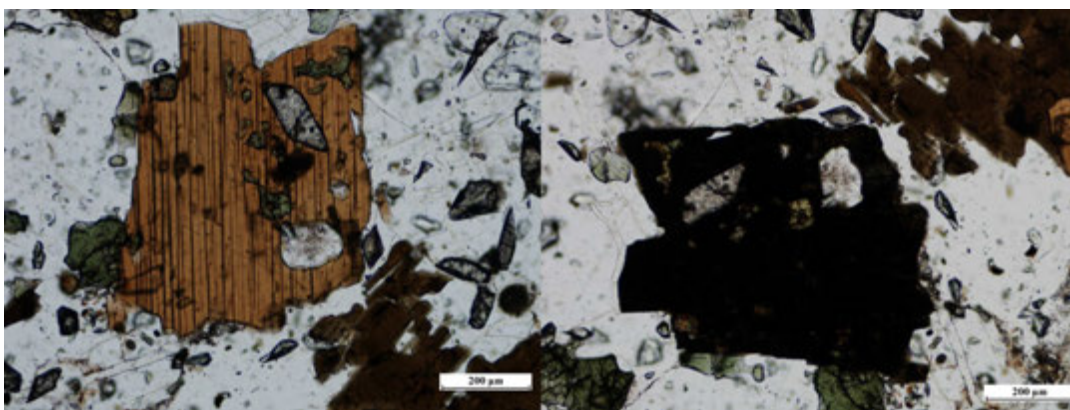
Felismerés: A biotit közepes-nagy törésmutatójú, igen erősen sötét barna (és árnyalatai)-világos barnássárga pleokrooos, nyúlt metszetekben előforduló, a harántmetszetében viszont hatszöges vagy izometrikus, hossziránnyal párhuzamosan kitűnően hasadó, egyenesen kioltó, nagy kettőtörésű, negatív főzónajellegű ásvány, bár ez utóbbi két tulajdonságát az erős saját szín miatt nem vagy csak nehezen lehet megfigyelni. A mottled kioltás nagyon jellemző.

Megjegyzés: A rétegszilikátok, különösképpen a csillámok és így a biotit bázismetszetre merőleges és azzal párhuzamos metszeteinek optikai tulajdonságai jelentősen különböznek mutatkoznak a vékonycsiszolatban. Általában a bázismetszetre merőleges vagy közel merőleges metszetek fordulnak elő nagyobb számban. Ezek nyúltak, a kitűnő hasadás jól látható rajtuk és erősen pleokroosak, az interferenciaszínük magas, II-III. rendű, bár ezt a biotit esetében a saját erős szín elfedi. Ezzel szemben a bázismetszettel párhuzamos (001) metszetek hatszögesek vagy közel izometrikusak, a hasadás nem figyelhető meg rajtuk, interferenciaszíne I. rendű fehéresszürke, ezt azonban a biotit saját színe elfedi, ezért ez a metszet barna-sötétbarna, és nem, vagy csak alig pleokroos.

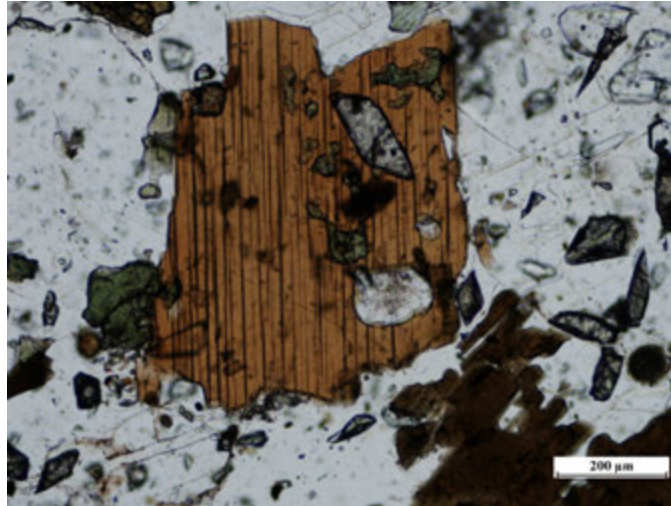
Elkülönítés: A biotit elsősorban a barna pleokroizmusú amfibolokkal téveszthető össze. Az amfibolnak azonban ferde a kioltása, nem mutat mottled kioltást, a harántmetszetében jellegzetes, közel 120 fokban metsződő hasadási vonalakat láthatunk. A teljesen baueritesedett biotit a muszkovittal (és más fehér csillámokkal) téveszthető össze, ebben az esetben az ásványban vagy annak közvetlen környezetében a felszabaduló Fe és Ti ionokból képződött ásványok (magnetit, limonit, rutil, stb.) előfordulhatnak. A biztosabb elkülönítéshez más, műszeres vizsgálatokra van szükség.



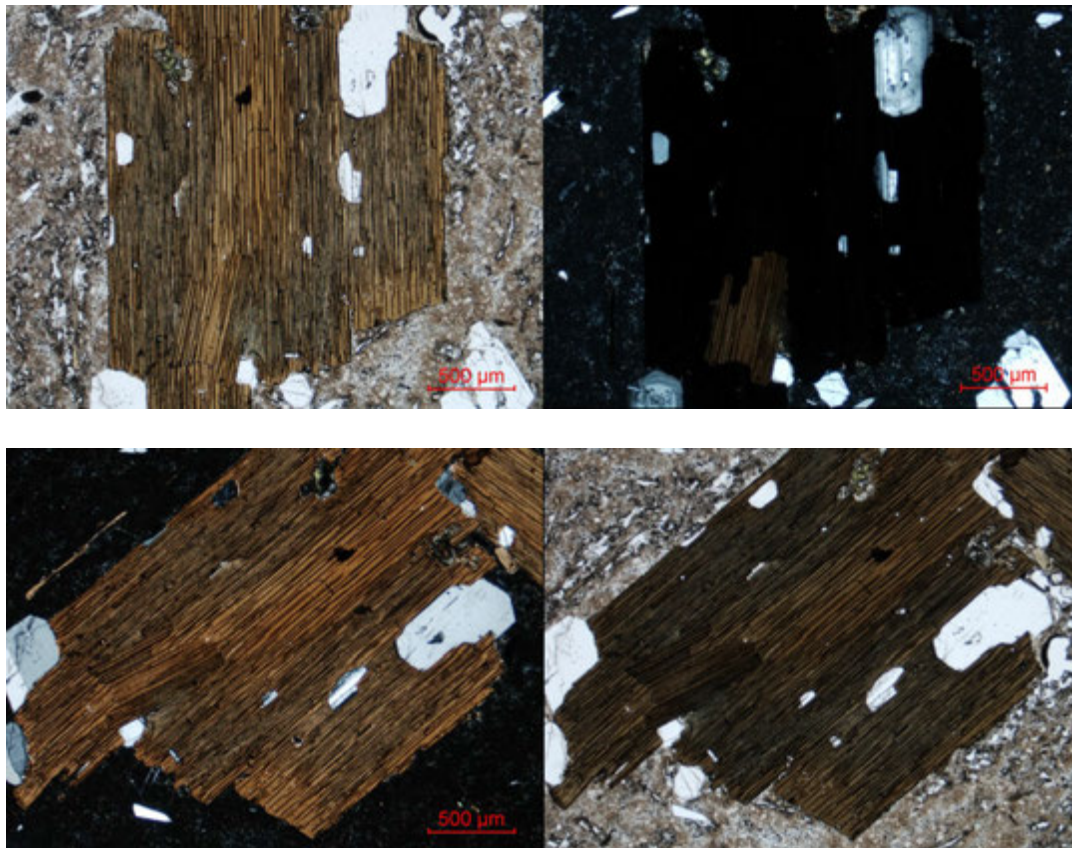
III.193. ábra – Biotit fenokristály a bükkaljai riolitos piroklasztitban. Fotó: egy nikollal.



III.194. ábra – Biotit pleokroizmusa foidolitban (Grünsehals). Fotók: egy nikollal.



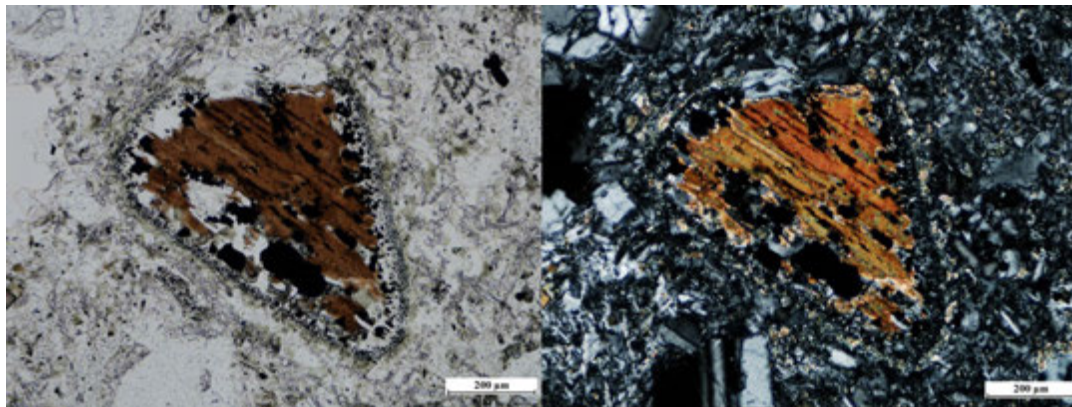
III.53.animáció: Biotit pleokroizmusa foidolitban. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



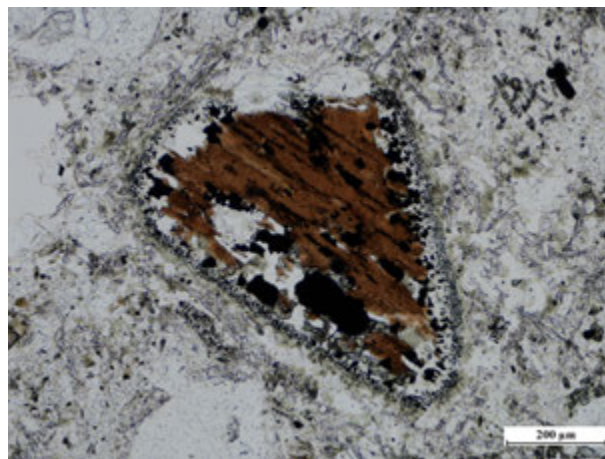
III.195. ábra – Biotit egyenes kioltása (riolit piroklasztit, Bükkalja). Fotók: egy nikollal (1.4. fotók) és keresztezett nikolokkal (2.3.fotók).



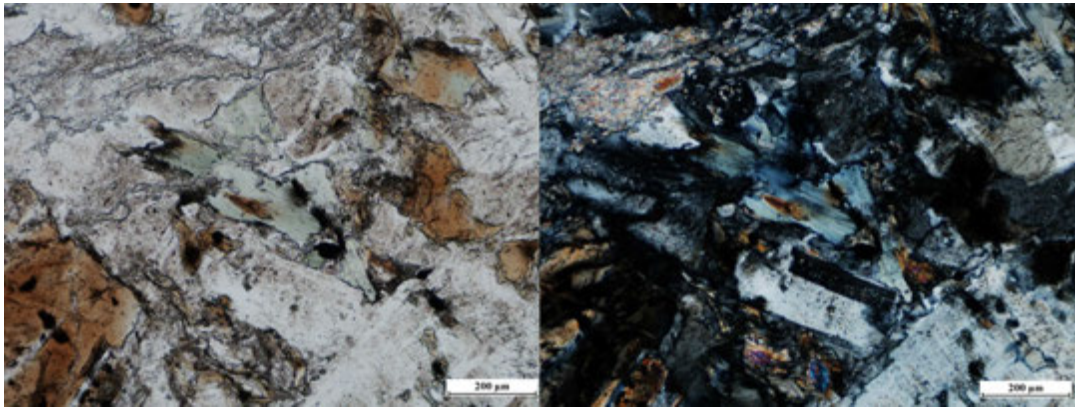
III.54.animáció: Biotit egyenes kioltása (riolit piroklasztit, Bükkalja).. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



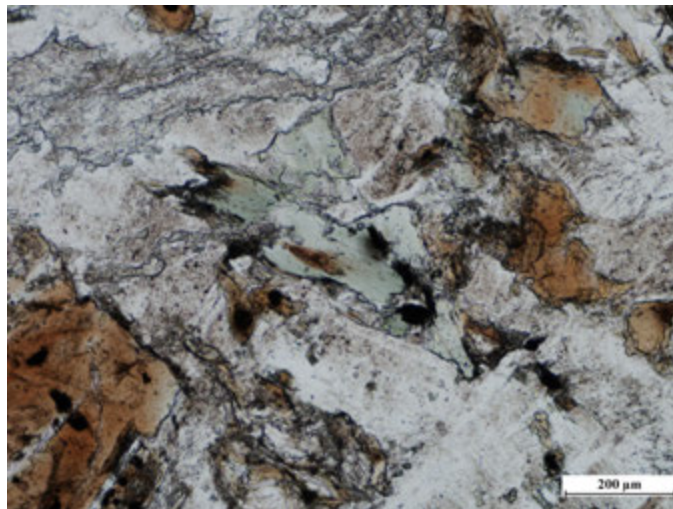
III.196. ábra – A nikolok keresztelésének hatása enyhén kloritosodott biotitkristály esetében.



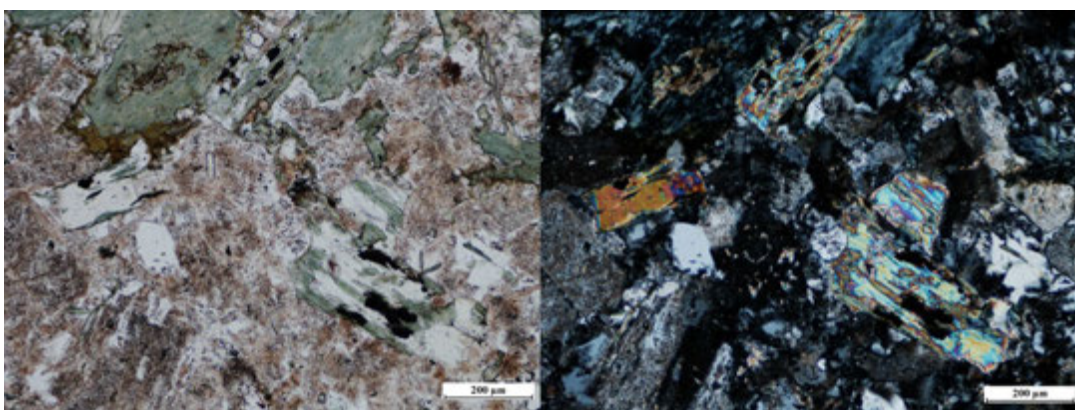
III.55.animáció: A nikolok keresztelésének hatása enyhén kloritosodott biotitkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



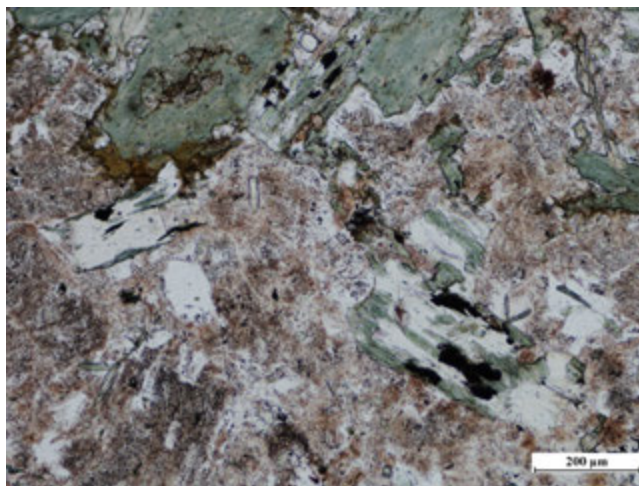
III.197. ábra – A nikolok keresztezésének hatása kifakult (baueritesedett) és kloritosodott biotitkristály esetében (dácit).



III.56. animáció: A nikolok keresztezésének hatása kifakult (baueritesedett) és kloritosodott biotitkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.198. ábra – A nikolok keresztezésének hatása kifakult (baueritesedett) és kloritosodott biotitkristály esetében (tonalit, Szarvaskő).



III.57. animáció: A nikolok keresztezésének hatása kifakult (baueritesedett) és kloritosodott biotitkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

MUSZKOVIT

Rendszer: monoklin (álhexagonális)

Hasadás: (001) kitűnő; nagyon vékony, általában hosszú, egymással teljesen párhuzamos hasadási vonalak.

Alak, habitus, metszetei: pikkelyes, ennél fogva metszetei vékonyabb-vastagabb nyúlt, a két végén csipkézett téglalap, a bázismetszettel párhuzamosak hatszögesek vagy izometrikusak. Általában hipidiomorf, vulkáni kőzetekben idiomorf, ez elsősorban a pikkelyekkel párhuzamos metszeten figyelhető meg.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen

Törésmutató: közepes, 1,552-1,617

Maximális interferenciaszín: III. rendű vörös.

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: kéttengelyű negatív

Főzónajelleg: pozitív

Iker: nincs

Zárvány: nem jellemző

Egyéb: mint minden csillámra, a mottled (foltos) kioltás jellemző: a kioltási helyzetben, illetve attól 1-2 fokkal elforgatva az ásvány felszíne nem egyenletes, hanem apró foltokra „esik szét”.

Átalakulás: elsősorban hidrocillámokká alakulhat át.

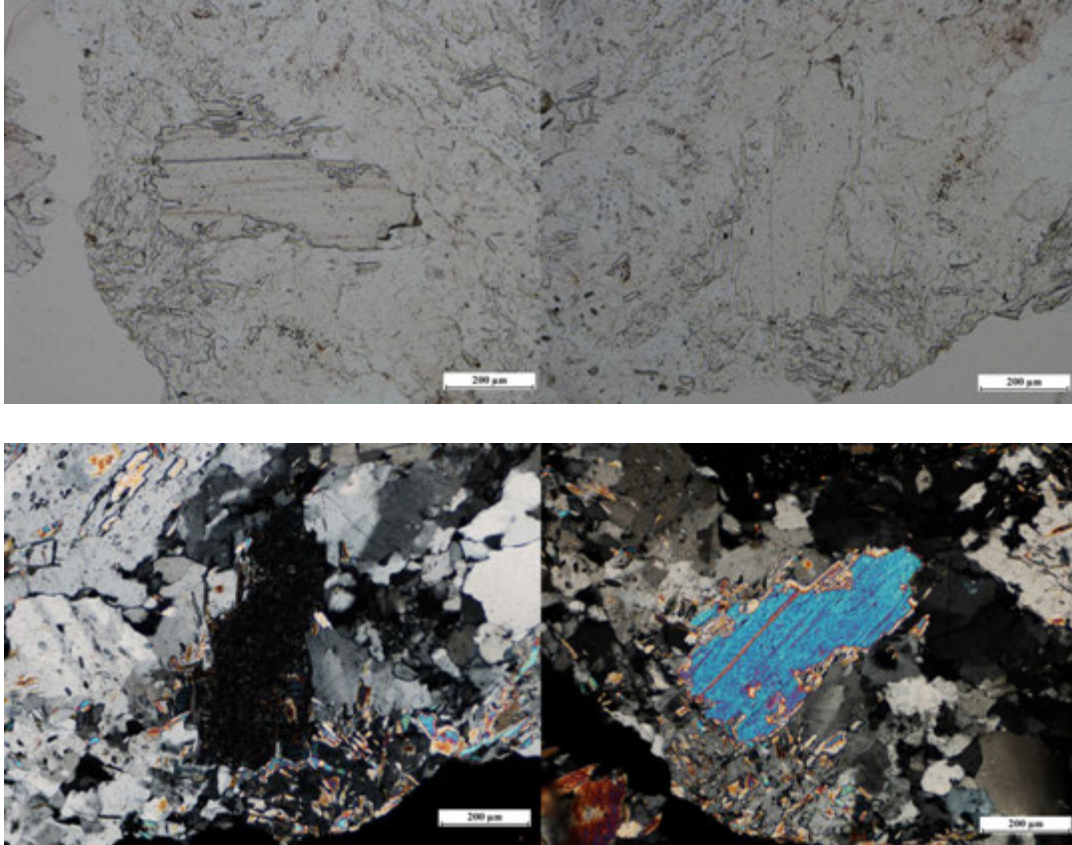
Genetika: Magmás kőzetekben szinte kizárólag savanyú kőzetekben, azon belül is egyes gránitváltozatokban fordul csak elő.

Felismerés: A muszkovit közepes-nagy törésmutatójú, teljesen színtelen, nyúlt metszetekben előforduló, a harántmetszetében viszont hatszögesek vagy izometrikus, hossziránnyal párhuzamosan kitűnően hasadó, egyenesen kioltó, nagy kettőstörésű, negatív főzónajellegű ásvány. A mottled kioltás nagyon jellemző. A nagy kettőstörése következtében a gyenge pszeudoabszorpciója gyakran megfigyelhető.

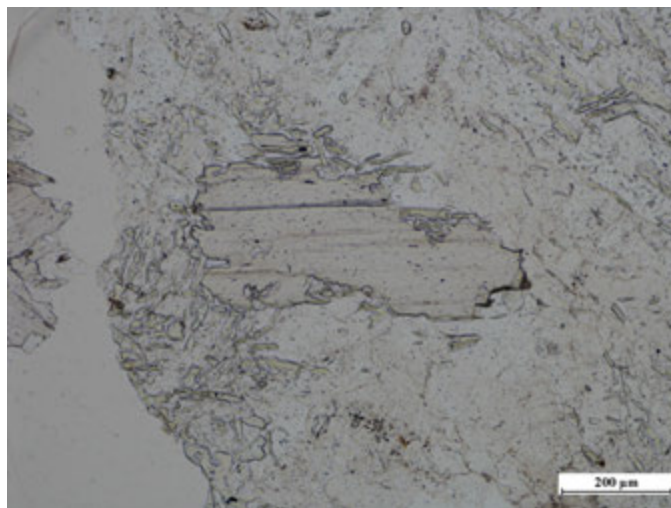
Megjegyzés: A rétegszilikátok, különösképpen a csillámok és így a muszkovit bázismetszetre merőleges és azzal párhuzamos metszeteinek optikai tulajdonságai jelentősen különböznek mutatkoznak a vékonycsiszolatban.

Általában a bázismetszetre merőleges vagy közel merőleges metszetek fordulnak elő nagyobb számban. Ezek nyúltak, a kitűnő hasadás jól látható rajtuk és megfigyelhető a gyenge pszeudoabszorpció, az interferenciaszínük magas, II-III. rendű. Ezzel szemben a bázismetszettel párhuzamos (001) metszetek hatszögesek vagy közel izometrikusak, a hasadás nem figyelhető meg rajtuk, interferenciaszíne I. rendű fehéresszürke.

Elkülönítés: A muszkovit elősorban a többi fehér csillámmal, a teljesen kifakult biotittal, valamint a talkkal téveszthető össze, ezek elkülönítése részletesebb optikai vizsgálatokkal (a könyvünkben nem tárgyalt optikai tengelyszög meghatározásával) vagy műszeres vizsgálatokkal lehetséges.



III.199. ábra – Muszkovit megjelenése és egyenes kioltása gránitban. Fotók: egy nikollal (1.2. fotók) és keresztezett nikolokkal (3.4.fotók).



III.58.animáció: Muszkovit megjelenése és egyenes kioltása gránitban. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

III.7.2. Akcesszóriák

GRÁNÁT

Magmás kőzetekben az almandinos, piropos és a Ti-andraditos (melanit) összetételű gránátváltozatok fordulnak elő elsősorban,

Rendszer: szabályos

Hasadás: nincs, de erősen repedezett

Alak, habitus, metszetei: granatoédes (12 lapú, rombdodekaéder), metszetei leggyakrabban hatszögesek, kerekdedek, izometrikusak. Általában idiomorf.

Szín vékonycsiszolatban: összetételtől függően változó, halvány rózsaszín, halvány barna (almandinos), csaknem színtelen (piropos), sötétbarna-sárgásbarna (melanit – Ti-andradit változat), ez utóbbi gyakran zónás.

Törésmutató: nagyon nagy, 1,72-2,00

Maximális interferenciaszín: magmás kőzetekben teljesen izotróp

Iker: nincs

Zárvány: jellemző a sok, apró szilárd fázisú zárvány

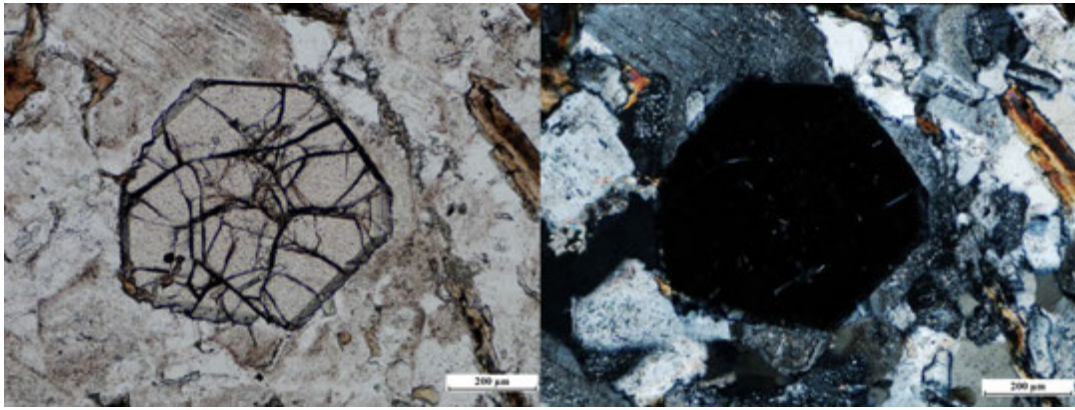
Egyéb: az ultrabázitokban keliftes szegély gyakran kialakul, a környező ásványokkal történő kölcsönhatás során.

Átalakulás: kloritosodik

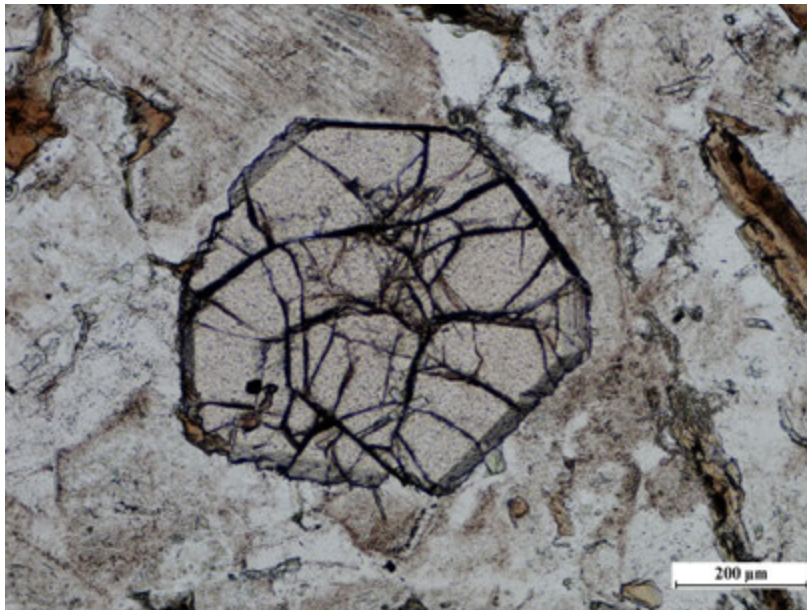
Genetika: Andezitben, dácitban (almandin), ultrabázitban (pirop), alkáli kőzetekben (melanit)

Felismerés: Magmás kőzetben viszonylag nagyméretű, nagy törésmutatójú, izometrikus, általában hatszöges metszetű, erősen repedezett, sok zárványt tartalmazó, általában halvány színű.

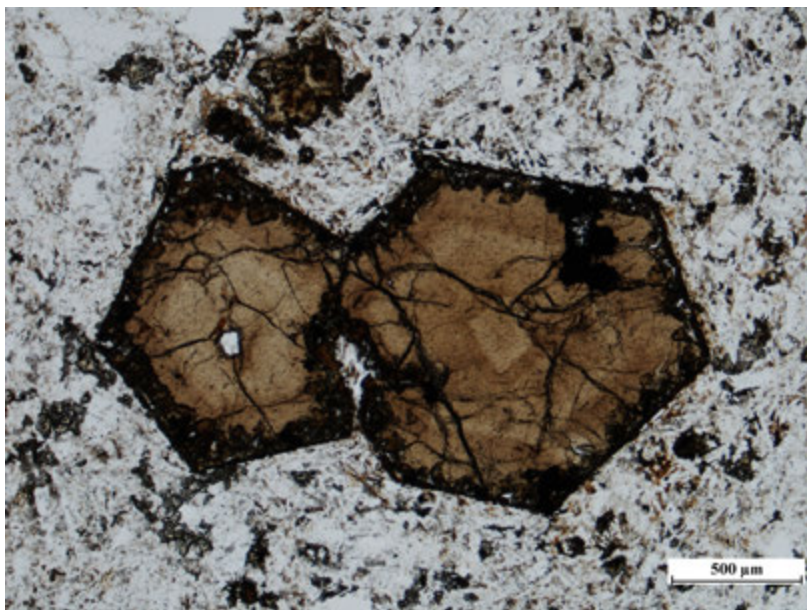
Elkülönítés: Magmás kőzetekben a spinellektől az erős repedezettség, a sok zárvány és a jellegzetes alak, valamint az általában halványabb szín alapján különbözik.



III.200. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása tonalitban lévő gránátkristály esetében (Szarvaskő).



III.59. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása tonalitban lévő gránátkristály esetében (Szarvaskő). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.201. ábra – Melanitkristály. Fotó: egy nikollal.

SPINELLEK

Rendszer: szabályos

Hasadás: nagyon rossz, ritka

Alak, habitus, metszetei: tetraéderes és oktaéderes, esetenként hexaéderes, ennél fogva háromszög, négyszög, hatszög alakú metszetei a leggyakoribbak, de sokszor szabálytalan alakú. Idiomorf-hipidiomorf, de gyakran xenomorf (ez utóbbi magmás rezorpció hatására történik).

Szín vékonycsizolatban: magmás kőzetekben közepesen sötét barna-vörösbarna-sárgásbarna (pikotit), egészen sötét barnászörös (kromit), zöld-olajzöld (pleonaszt), vagy teljesen opak (magnetit).

Törésmutató: nagyon nagy, 1,715-1,98

Maximális interferenciaszín: teljesen izotróp

Iker: nem jellemző

Zárvány: nincs esetleg nagyon kevés szulfidzárvány

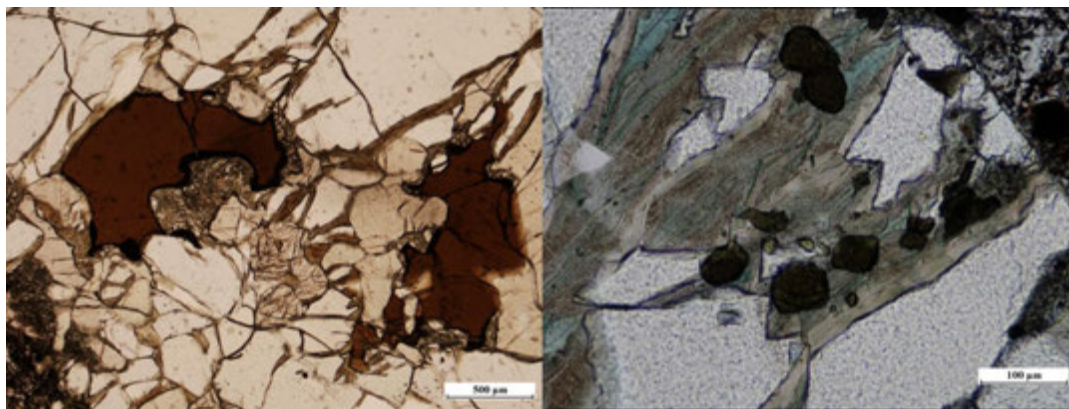
Egyéb:

Átalakulás: ritka, talkká, szerpentinásványokká, emellett a magmás visszaoldódás következtében opak szegély alakul ki.

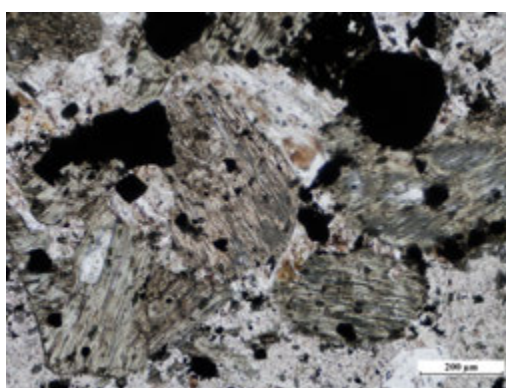
Genetika: ultrabázisos, nagyon ritkán bázisos kőzetekben

Felismerés: Magmás kőzetekben nagyon nagy törésmutatójú, izometrikus (háromszög vagy négyszög alakú), közepesen-erősen sötét barna vagy ritkábban zöld színű, teljesen izotróp ásvány.

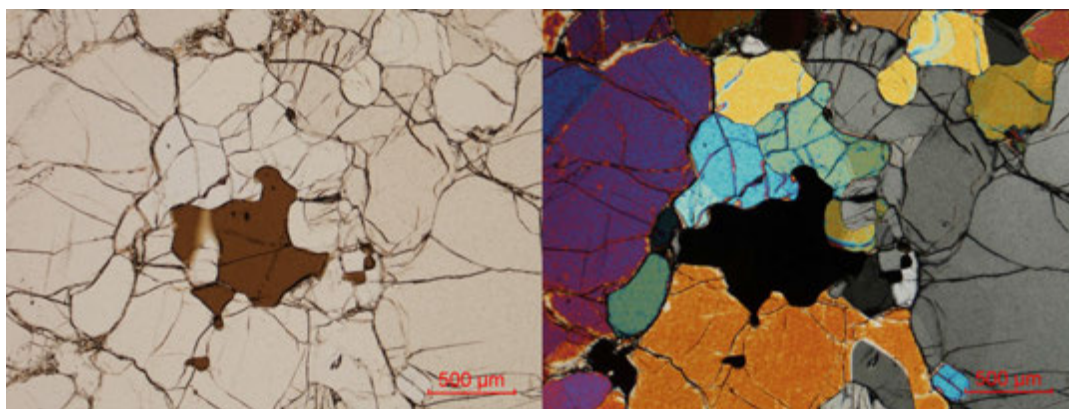
Elkülönítés: A gránátoktól a zárványok (csaknem) teljes hiánya, a viszonylag sima (nem repedezett) felület, az eltérő alak, és az általában sötétebb szín alapján különíthető el.



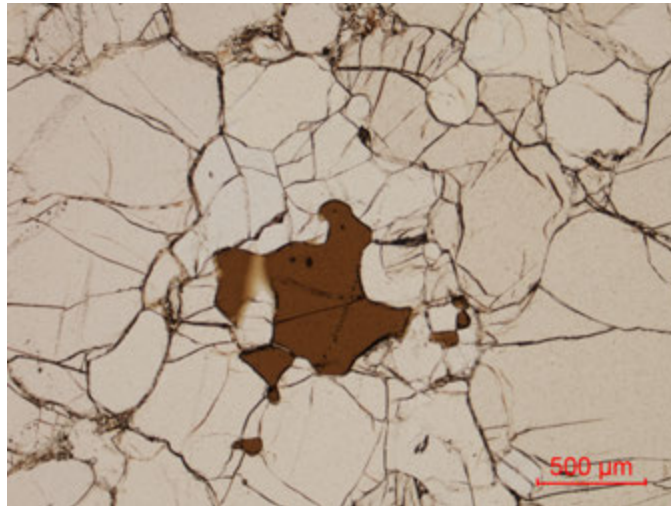
III.202. ábra – Pikotit ultrabázisos zárványban (balra, Somoskö). Iherzolitzárványban (jobbra, Kis-bánya, Karancs bazaltjából) Fotók: egy nikollal.



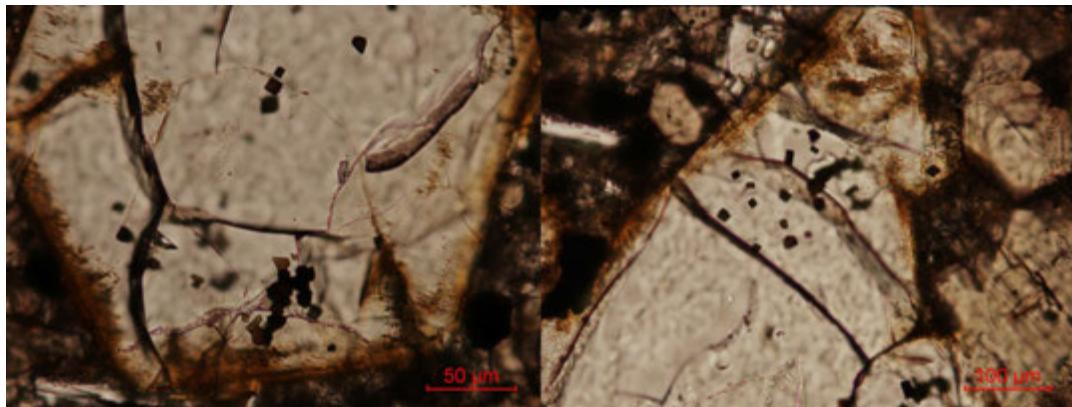
III.202. ábra – Uralit andeztitben (Nadap). Fotó: egy nikollal.



III.203. ábra – A keresztezett nikolok hatása ultrabázikus kőzetben megjelenő krómit esetében (Gruiu salakkúp, Persány)



III.60. animáció: A keresztezett nikolok hatása ultrabázikus kőzetben megjelenő krómit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.204. ábra – Spinell zárványok olivinben (Steinberg) Fotók: egy nikollal.

APATIT

Rendszer: hexagonális

Hasadás: (0001) szerint (hosszirányra merőlegesen) elválás

Alak, habitus metszetei: nyúlt, gyakran tűs, a harántmetszet hatszöges. Általában idiomorf, kisméretű.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen, ritkán barnás elszíneződésű lehet

Törésmutató: közepes, 1,628-1,668

Maximális interferenciaszín: I. rendű szürke

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: negatív

Főzónajelleg: negatív

Iker: nincs

Zárvány: nincs

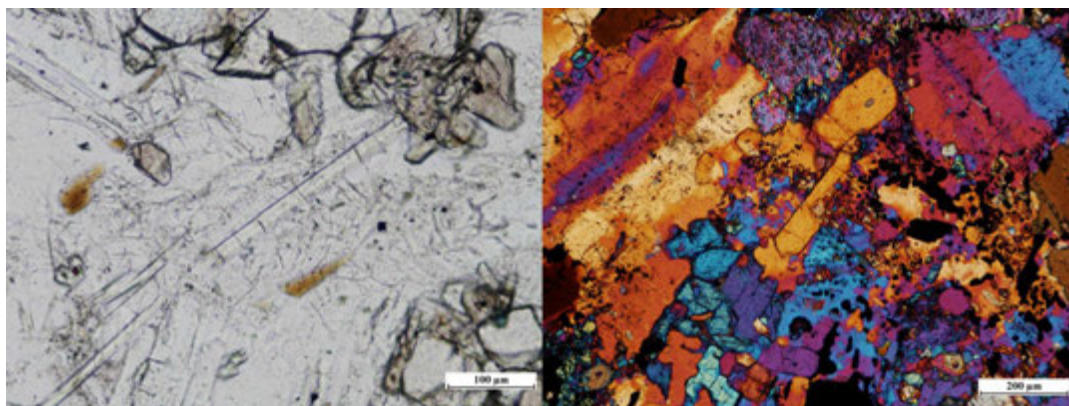
Egyéb: -

Átalakulás: magmás kőzetekben nem alakul át

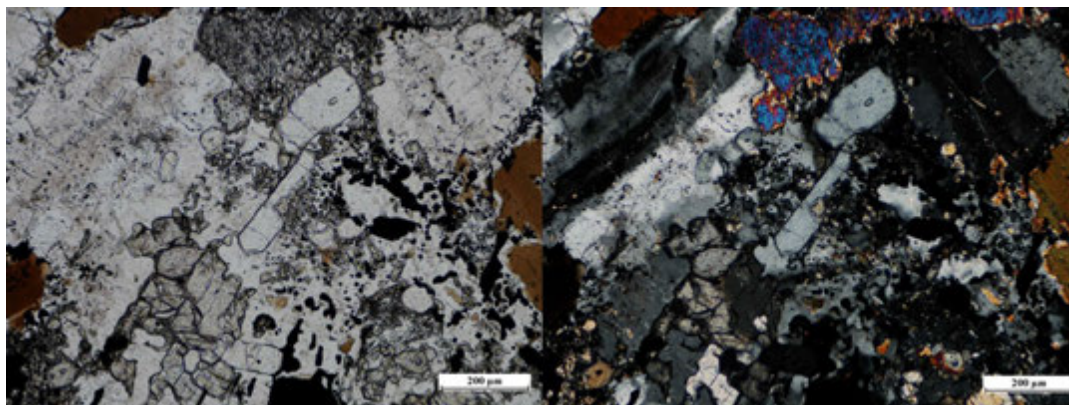
Genetika: Csaknem valamennyi magmás kőzettípusban kis mennyiségben és kis méretben előforduló mellékes elegyrész. Egyes bázisos valamint alkáli bázisos kőzetekben jelentősebb mennyiségben is előfordulhat.

Felismerés: Kisméretű, nyúlt, esetenként tűs, szintelen, közepes törésmutatójú, harántelválását gyakran mutató, egyenesen kioltó, I. rendű szürke interferenciaszínű, negatív főzónajellegű kis mennyiségű elegyrész.

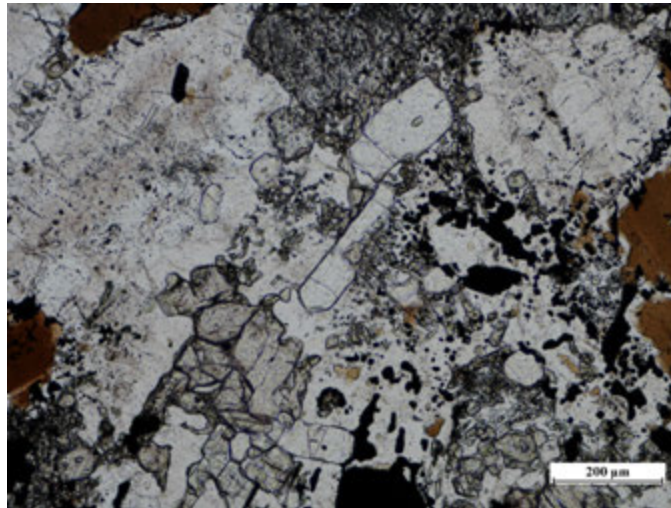
Elkülönítés: Magmás kőzetekben más ásvánnyal gyakorlatilag nem keverhető össze, egyedül a tűs megjelenésű rutil lehet hasonló hozzá, de annak lényegesen nagyobb a törésmutatója.



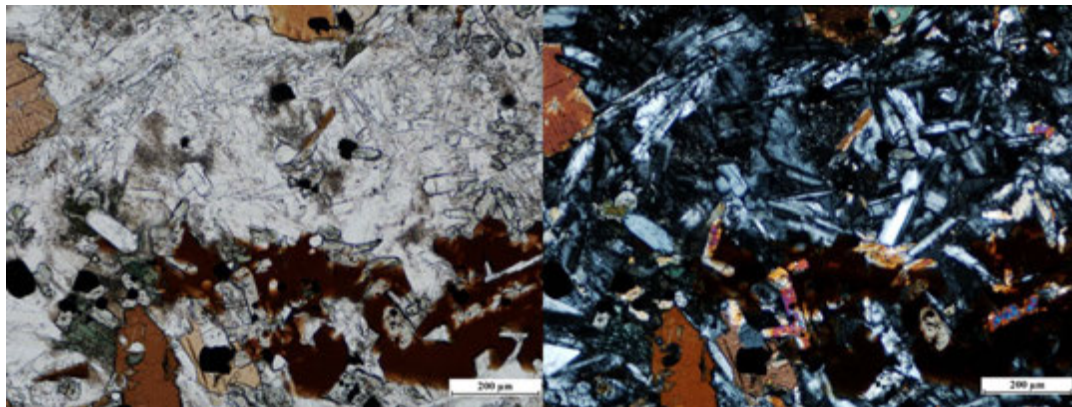
III.205. ábra –Apatittű bazaltban (bal oldal, Mencshely, Balatonfelvidék), apatit (szubtraktív) interferenciaszínű diagonális helyzetben (jobb oldal, Essexit, Szamár-hegy, Mecsek). Fotók: egy nikollal (bal oldal), keresztezett nikollokkal (jobb oldal).



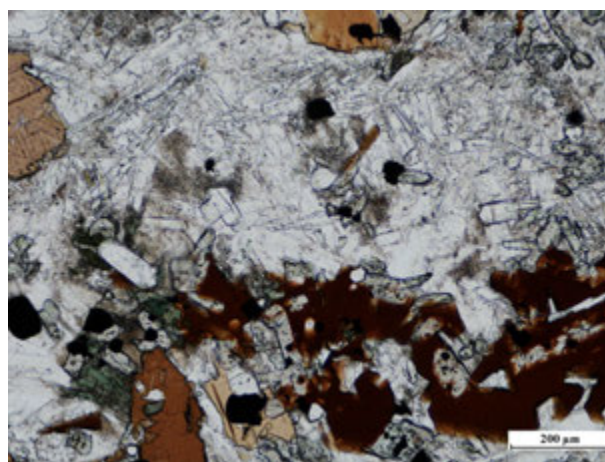
III.206. ábra –A keresztezett nikolok hatása dioritban megjelenő apatit esetében.



III.61. animáció: A keresztezett nikolok hatása dioritban megjelenő apatit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.207. ábra – A keresztezett nikolok hatása alkáli gabbróban (essexit, Szamár-hegy, Mecsek) megjelenő apatit esetében.



III.62. animáció: A keresztezett nikolok hatása alkáli gabbróban (essexit, Szamár-hegy, Mecsek) megjelenő apatit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

CIRKON

Rendszer: tetragonális

Hasadás: (110), (111) gyenge, de kis mérete miatt magmás kőzetben általában nem figyelhető meg

Alak, habitus, metszetei: kisméretű, prizmás, kissé nyúlt, sarkai lekerekítettek. Általában idiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsizolatban: színtelen, de nagy fénytörése miatt bejutó fény a teljes visszaverődés miatt nem jut ki az ásványból, ezért általában nagyon fényes.

Törésmutató: nagyon nagy, 1,92-2,02

Maximális interferenciaszín: III-III. rendű zöld

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: egytengelyű pozitív

Főzónajelleg: pozitív

Iker: nincs

Zárvány: nincs

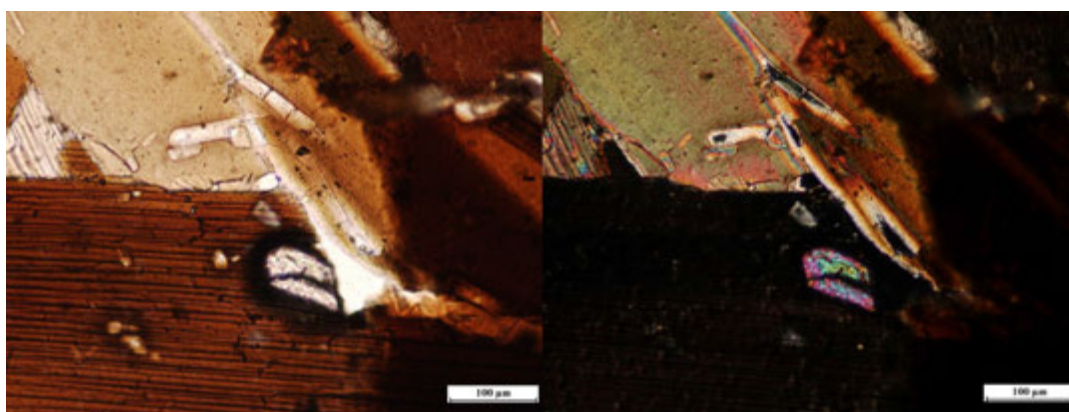
Egyéb:

Átalakulás: ellenálló ásvány, de egyes cirkonokban a benne előforduló radioaktív nyomelemek lebontódása következtében metamiktesedik. Ennek során a magas interferenciaszíne fokozatosan csökken, akár I. rendű szürkévé. Az átalakulása miatt, ha pleokroos ásványban zárványként fordul elő, körülötte pleokroos udvar keletkezik.

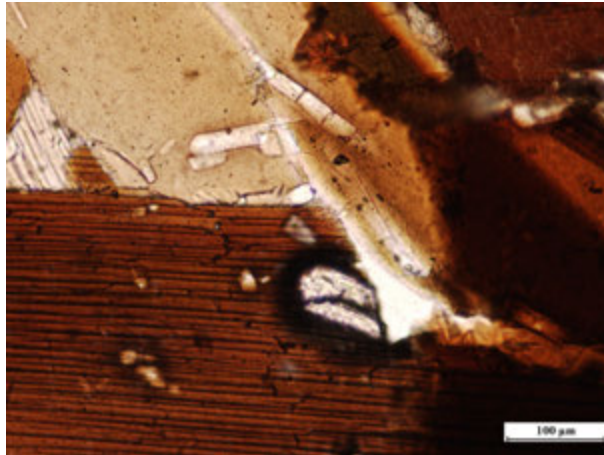
Genetika: Mellékes elegyrész, kis méretben és kis mennyiségben fordul elő elsősorban savanyú és alkáli kőzetekben, ritkábban neutrális kőzetekben. Leggyakrabban zárvány biotitban vagy annak közelében.

Felismerés: Nagyon kisméretű, kissé nyúlt, lekerekített színtelen, fényes, egyenesen kioltó, nagy kettőtörésű, pozitív főzónajellegű ritkán előforduló elegyrész.

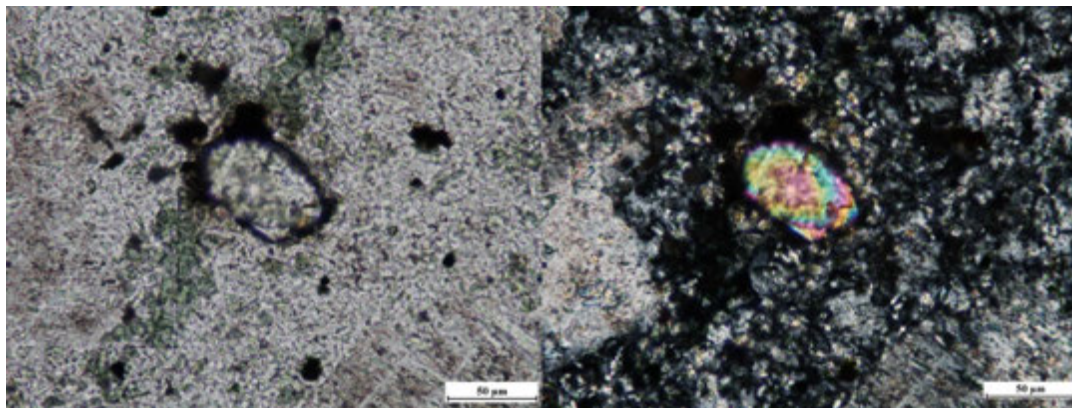
Elkülönítés: Magmás kőzetekben a hasonló megjelenésű monacittal lehet összetéveszteni, a monacitnak azonban ferde a kioltása.



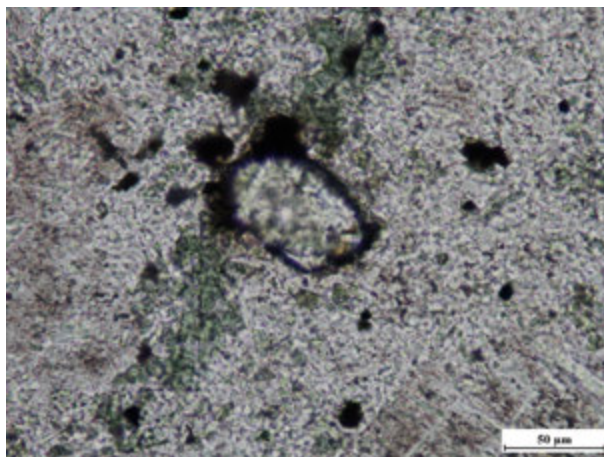
III.208. ábra –A keresztezett nikolok hatása biotitban megjelenő pleokroos udvarral rendelkező cirkon zárványkristály esetében.



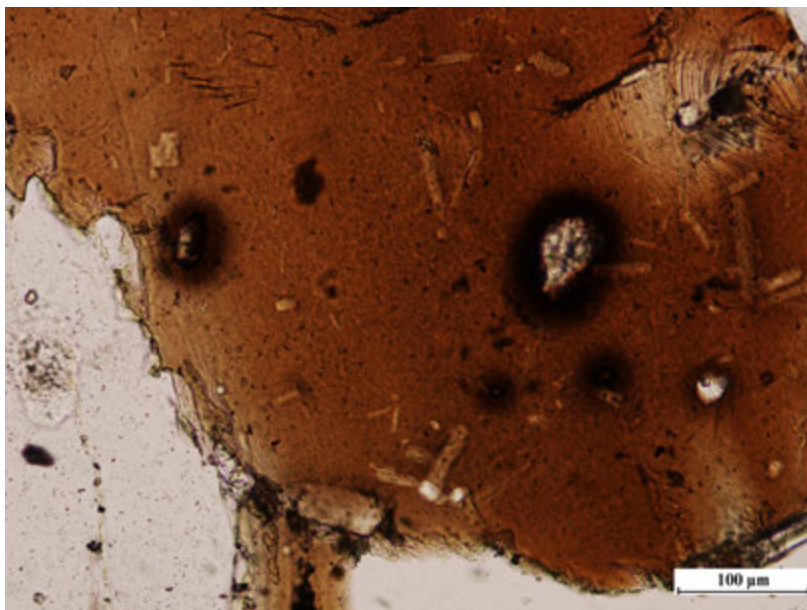
III.63.animáció: A keresztezett nikolok hatása biotiban megjelenő pleokroós udvarral rendelkező cirkon zárványkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.209. ábra – A keresztezett nikolok hatása dácitban megjelenő cirkonkristály esetében.



III.64.animáció: A keresztezett nikolok hatása dácitban megjelenő cirkonkristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.210. ábra – Biotitban megjelenő pleokroós udvarral rendelkező cirkon zárványkristály. Fotó: egy nikollal.

TURMALIN

Rendszer: trigonális

Hasadás: (0001) szerint, a megnyúlásra merőlegesen harántelválás

Alak, habitus, metszetei: nyúlt, prizmás ásvány, nyúlt téglalap metszetekkel. A harántmetszete lapított hatszöges (ditrigon). Magmás kőzetekben általában idiomorf. Egyes esetekben a turmalin szemcsék sugaras elrendeződésűek (napturmalin).

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: leggyakrabban sárga-sárgászöld-zöldesbarna-barna, erősen pleokroós. Jellemzősége, hogy inverz pleokroós (a sötétebb szín a megnyúlásra merőleges metszeteken látszik)

Törésmutató: közepes, 1,610-1,675

Maximális interferenciaszín: II. rendű zöld-sárgászöld, de a saját színe gyakran elfedi

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: egytengelyű negatív

Főzónajelleg: negatív

Iker: nincs

Zárvány: nem jellemző

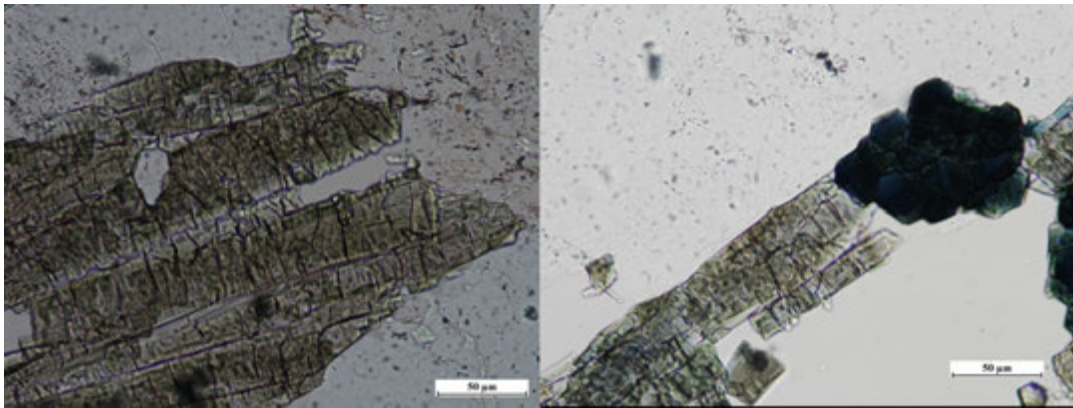
Egyéb:

Átalakulás: nincs, ellenálló ásvány

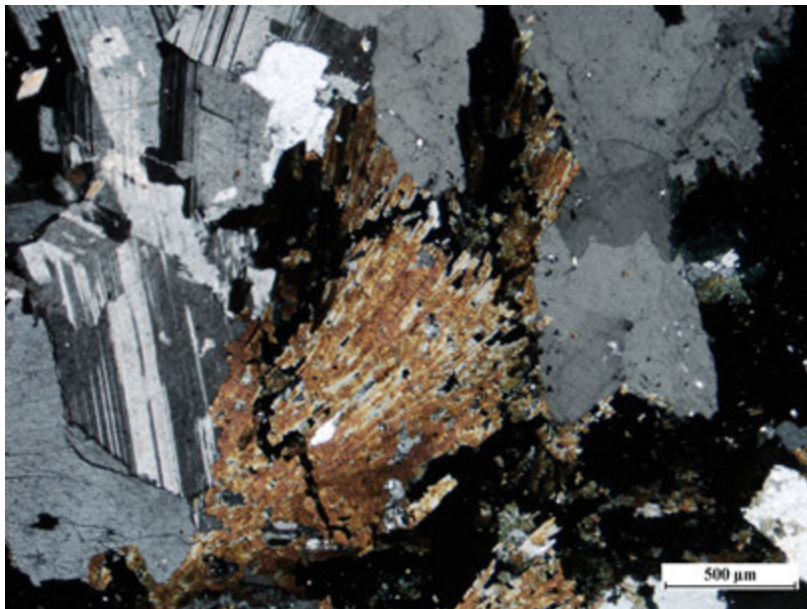
Genetika: járulékos elegyrész elsősorban savanyú, ritkábban neutrális mélységi kőzetekben (pl. turmalingránit – luxullianit).

Felismerés: általában nagyméretű, nyúlt oszlopos, harántmetszetben jellegzetes laposan tetőző hatszög (ditrigon) alakú, harántelválása jól látható, erősen pleokroós, gyakran zónás. Pleokroizmusa inverz. Egyenes kioltású, negatív főzónajellegű.

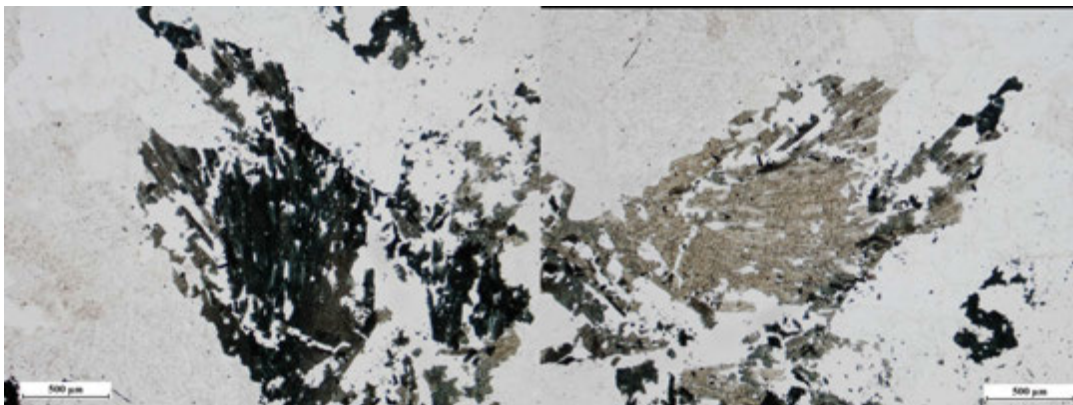
Elkülönítés: inverz pleokroizmusa és egyenes kioltása alapján magmás kőzetben egyértelműen meghatározható.



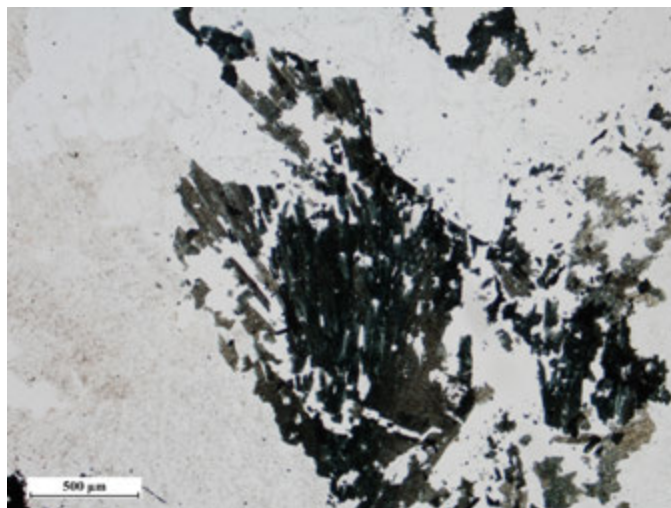
III.211. ábra – A turmalin jellegzetes elválása (bal oldal), a turmalin kétféle metszete (jobb oldal)(turmalingránit, Predazzo, Olaszország). Fotók: egy nikollal.



III.212. ábra – A turmalin maximális interferenciaszíne diagonális állásban (turmalingránit, Predazzo, Olaszország). Fotó: keresztezett nikollokkal.



III.213. ábra – Turmalin pleokroizmusa a tárgyasztal elforgatásával (turmalingránit, Predazzo, Olaszország). Fotók: egy nikollal.



III.65.animáció: Turmalin pleokroizmus a tárgyasztal elforgatásával. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

TITANIT (SZFÉN)

Rendszer: monoklin

Hasadás: (110) jó, jellegzetessége, hogy a viszonylag vastag hasadási vonalak a kristálylapokra ráfutnak, azokkal szöveget zárnak be.

Alak, habitus, metszetei: ék alakú vagy rombuszos, levélboríték alakú, esetenként rosszul kristályosodott, földes megjelenésű. A kisméretű általában sajátalakú, a nagyobb méretű hipidiomorf, ritkán idiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: szürkésbarna-bronzbarna

Törésmutató: nagyon nagy, 1,840-2,110

Maximális interferenciaszín: eredetileg III. rendű sárgásfehér; a saját színe részben elfedi, ezért keresztezett nikollokkal jellegzetes bronzsárga.

Kioltás: ferde

Optikai jelleg: kéttengelyű pozitív

Főzónajelleg: változó (a nagy kettőtörése miatt nem mérhető)

Iker: nyomás hatására ikerlemezessé válhat

Zárvány: nincs

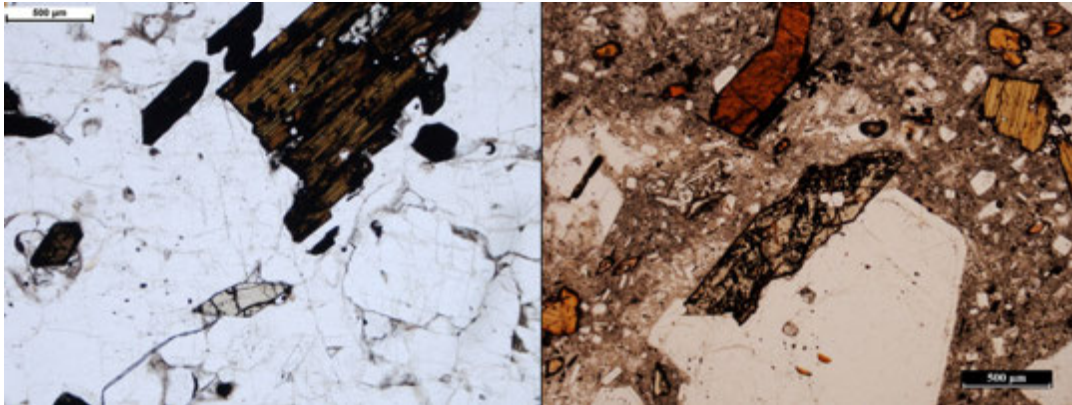
Egyéb: a leukoxén változata ilmenitből átalakult, mikrokristályos vagy nagyon rosszul kristályos változat

Átalakulás: ritka, kalcitá vagy nagyon rosszul kristályosodott, barna „földes termék”-ké alakulhat át

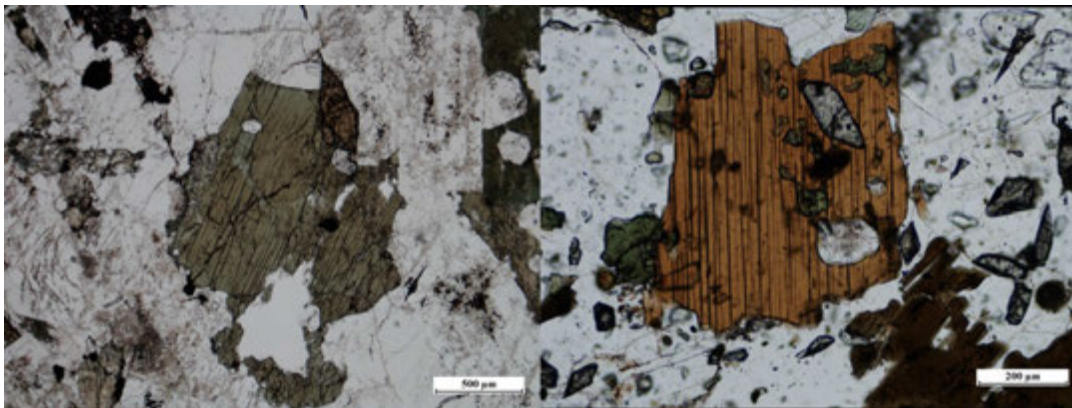
Genetika: mellékes elegyrész, vulkáni kőzetekben apró, mélységi kőzetekben nagyméretű elegyrészeket is alkothat. Elsősorban alkáli magmatitokban jelentős, ezekben mennyisége is megnő. A leukoxén az ilmenit vagy a titanomagnetit átalakulásával képződik, az eredeti ásvány szegélye mentén vagy az ilmenit vázkristályai közötti részben képződik.

Felismerés: Jellegzetes ék vagy rombusz alakú, nagy törésmutatójú, bronzbarna, igen nagy törésmutatójú, és igen nagy kettőtörésű, ferde kioltású ásvány. Diagonális helyzetben a gipszlemez az interferenciaszínét sem addíciós sem szubtrakciós helyzetben érdemben nem változtatja meg. A leukoxén nagyon rosszul kristályosodott, nagy törésmutatójú és kettőtörésű szemcsehalmazai révén ismerhető fel.

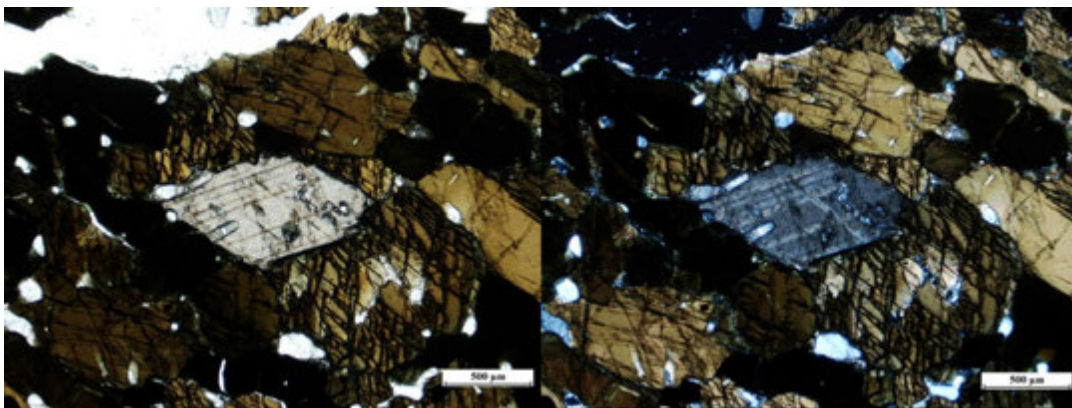
Elkülönítés: A rutiltól a ferde kioltásával, a kalcittól (egyéb karbonátásványoktól) az azokénál lényegesen nagyobb törésmutatójával, és a jellegzetes alakjával különíthető el.



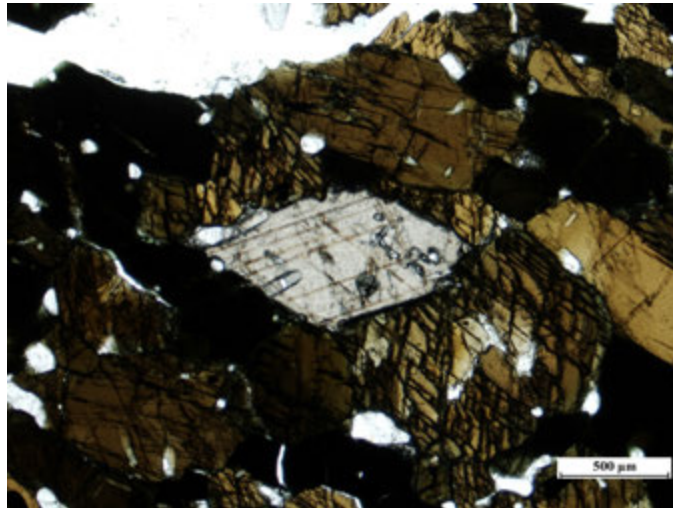
III.214. ábra – Titanit jellegzetes mikroszkópos képe egy nikollal készült fotókon (Csomád, dácit).



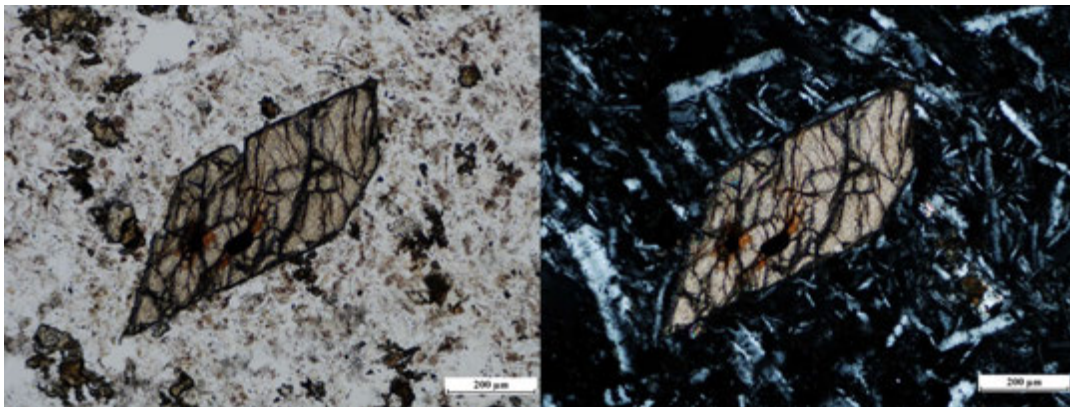
III.215. ábra – Titanit szienitben amfibolkristály mellett (bal oldal), titanit előfordulása biotitkristály zárványaként (jobb oldal, foidolit, Grünsehals). Fotók: egy nikollal.



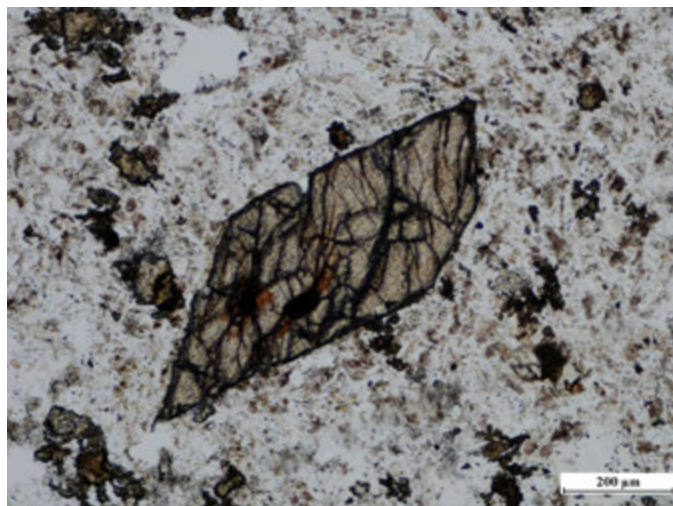
III.216. ábra – A nikolok keresztvezésének hatása szienitben megjelenő titanit kristály esetében.



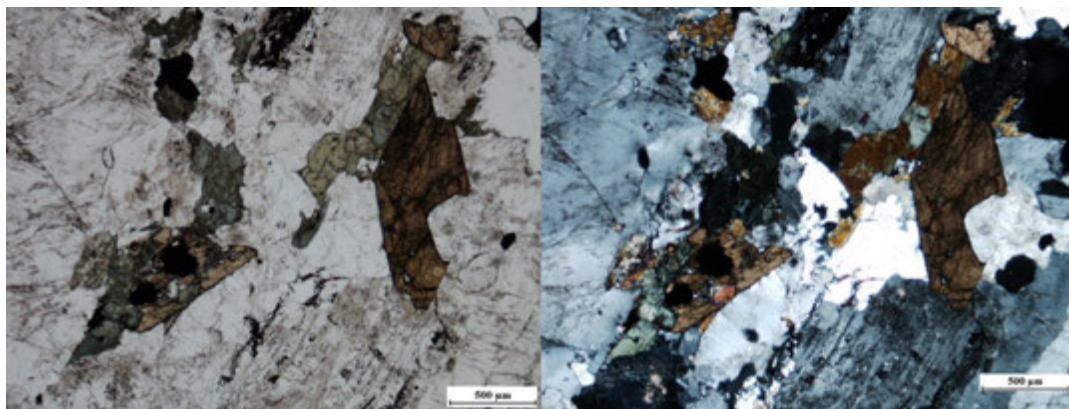
III.66.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása szienitben megjelenő titanit kristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



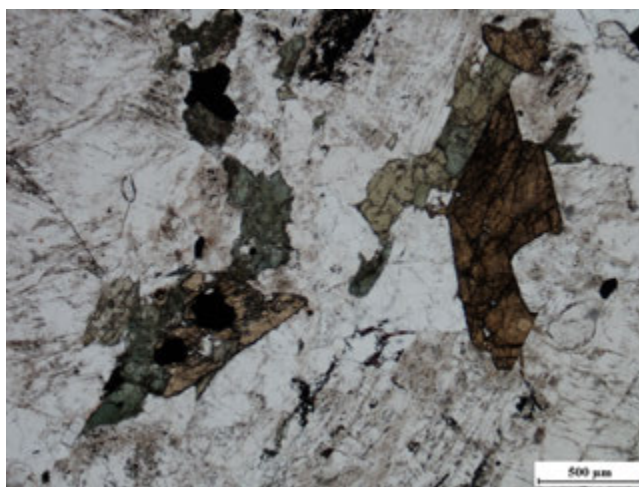
III.217. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása titanit kristály esetében.



III.67.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása titanit kristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.218. ábra – A nikolok keresztvágásának hatása titanit kristály esetében.



III.68. animáció: A nikolok keresztvágásának hatása titanit kristály esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

RUTIL

Rendszer: tetragonális

Hasadás: (110) és (100) szerint, de magmás kőzetben nem figyelhető meg a kis szemcseméret miatt.

Alak, habitus, metszetei: kisméretű, zömök oszlopos. Metszetei szintén zömök téglalap alakúak, a harántmetszetek négy esetleg nyolcszög alakúak. Magmás kőzetekben általában idiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: sötét szürkésbarna, barna, pelokroizmusa azonban gyenge vagy egyáltalán nem látszik

Törésmutató: nagyon nagy, 2,605-2,903

Maximális interferenciaszín: nagyon magasrendű fehér, a kőzetalkotó ásványok közül a legmagasabb. Ezt azonban a saját színe elfedi.

Kioltás: egyenes

Optikai jelleg: egytengelyű pozitív (mérete miatt nem mérhető)

Főzónajelleg: pozitív (de nem mérhető)

Iker: vékonycsiszolatban általában nem figyelhető meg

Zárvány: nincs

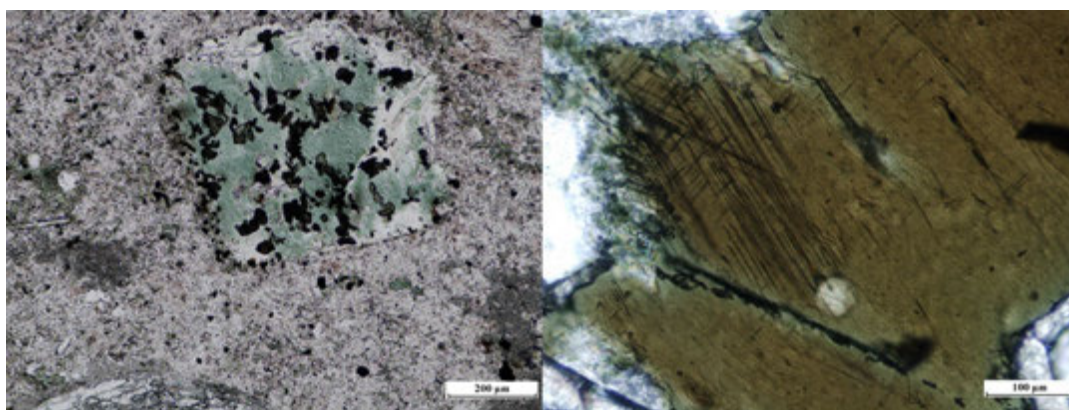
Egyéb:

Átalakulás: nagyon ellenálló ásvány

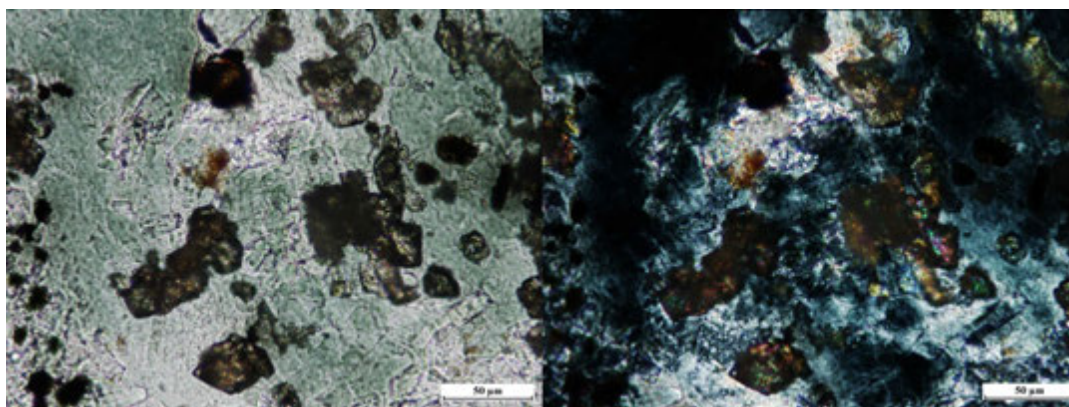
Genetika: Magmás kőzetekben ritka, elsősorban Ti tartalmú ásványok (elsősorban biotit, esetleg amfibol) késő- vagy utómagmás átalakulása során képződő mellékes elegyrész. Leggyakoribb savanyú, ritkábban neutrális kőzetekben. Jellemző megjelenése a szagenit rác, amely biotitban vagy esetleg amfibolban zárványként megjelenő tús rutilszemcsék orientáltan, rácsszerűen elhelyezkedésük halmaza.

Felismerés: Nagyon nagy törésmutatója és kettőtörése, barna színe, egyenes kioltása alapján egyértelműen elkülöníthető. Esetenként teljesen opak megjelenésű, ilyen esetben nem ismerhető fel polarizációs mikroszkóppal.

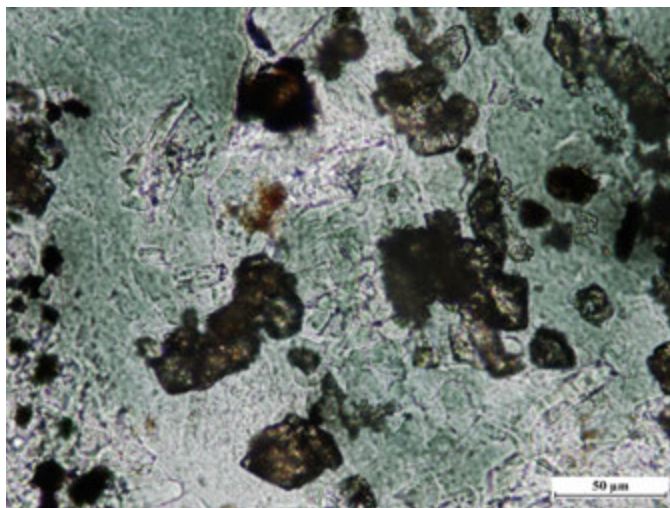
Elkülönítés: A titanittól az alakja és az egyenes kioltása alapján különíthető el. A cirkontól a barna színe és még nagyobb törésmutatója, valamint kettőtörése alapján különböztethető meg. Más TiO_2 változatoktól (brookit, anatáz) csak nehezen vagy egyáltalán nem különíthető el mikroszkópban.



III.219. ábra – Dácitban megjelenő másodlagos rutilkristályok (bal oldal), biotitban megjelenő szagenitrács (jobb oldal).



III.220. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása dácitban megjelenő rutilkristályok esetében.



III.69.animáció: A nikolok keresztezésének hatása dácitban megjelenő rutilkristályok esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

III.7.3. Másodlagos elegyrészek

KALCIT

Rendszer: trigonális

Hasadás: (1011) szerint kitűnő

Alak, habitus, metszetei: magmás kőzetekben szabálytalan alakú, változatos szemcseméretű kristályegyedekből álló halmazokban. Xenomorf, átalakulási termék, az eredeti ásvány helyén vagy közelében képződik.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen

Törésmutató: kicsi-közepes, 1,486-1,658

Maximális interferenciaszín: magasrendű fehér

Kioltás: egyenes (xenomorf, ezért nem látható)

Optikai jelleg: negatív

Főzónajelleg: nem mérhető

Iker: nyomási ikerlemezség esetenként magmás körülmények között is kialakulhat

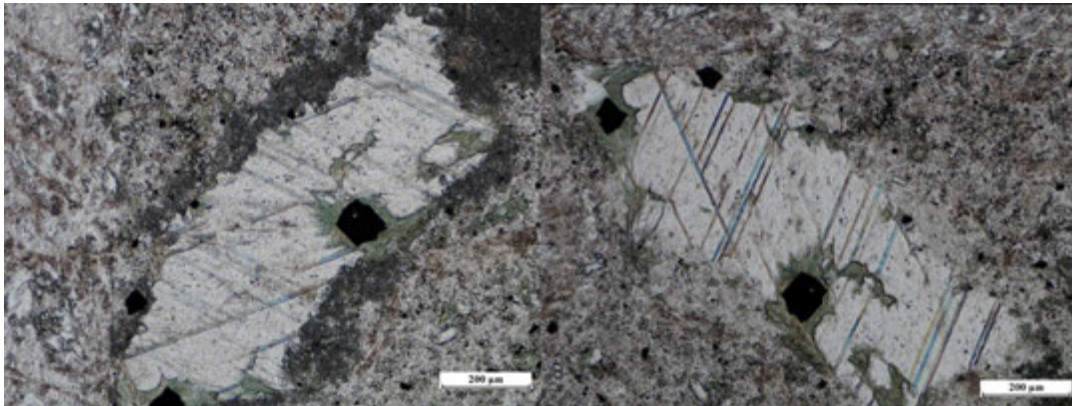
Zárvány: nem jellemző

Egyéb: a nagy kettőtörés következtében a pseudoabszorpció jól megfigyelhető. Elsősorban a c kristálytani tengellyel párhuzamos vagy közel párhuzamos szemcsék esetében figyelhető meg a különbség (a c tengellyel párhuzamos metszet esetében sima a szemcse felülete, a c-tengelyre merőleges metszet esetében durva a felület. A jelenséget esetenként halvány kékes-rózsaszínes árnyalatú színváltozás is kíséri, ami azonban nem az ásvány saját színe, hanem a nagy kettőtörés következménye.

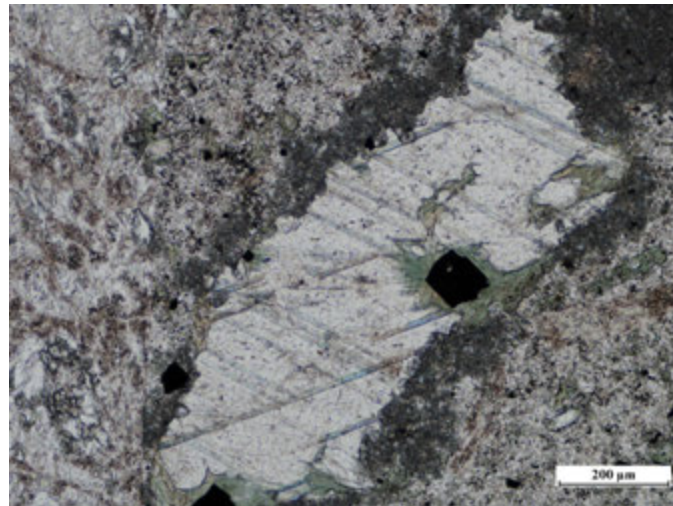
Genetika: Ca-tartalmú elegyrészek (elsősorban amfibol, bázisos plagioklász) átalakulása során másodlagosan képződik. Érdekességként a magyarországi bazaltok olivin szemcséiben harmadlagos folyamatként is megjelenik. Mandulakövek, erek, repedések kitöltéseként szintén gyakori

Felismerés: szabálytalan alakú, színtelen, magas rendű interferenciaszínű, más ásványok helyén vagy kitöltésként előforduló másodlagos elegyrész.

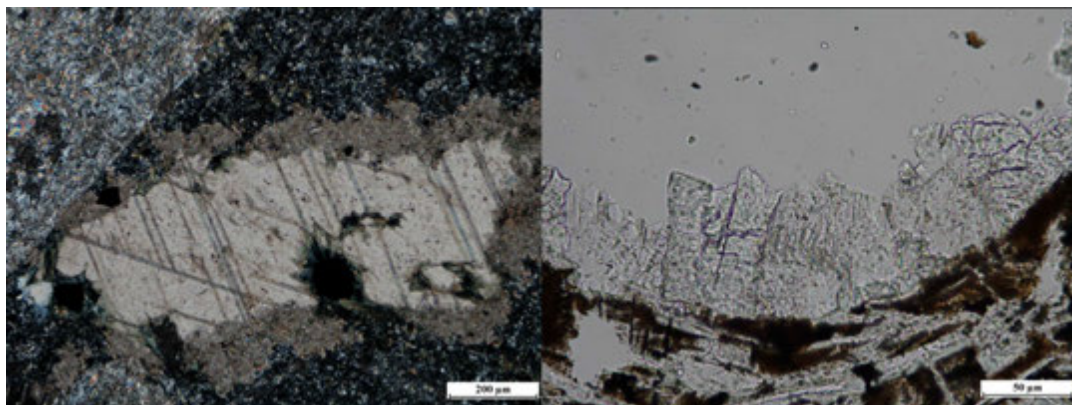
Elkülönítés: a nagy kettőtörés következtében fellépő pszeudoabszorpció, valamint, hogy diagonális állásban keresztezett nikolok között betolt gipsz segédlemezzel az interferenciaszíne észlelhetően nem változik meg, ez alapján egyértelműen felismerhetők a karbonátásványok. Ugyanakkor más karbonát ásványoktól csak festési eljárással vagy műszeres vizsgálatokkal különíthető el egyértelműen.



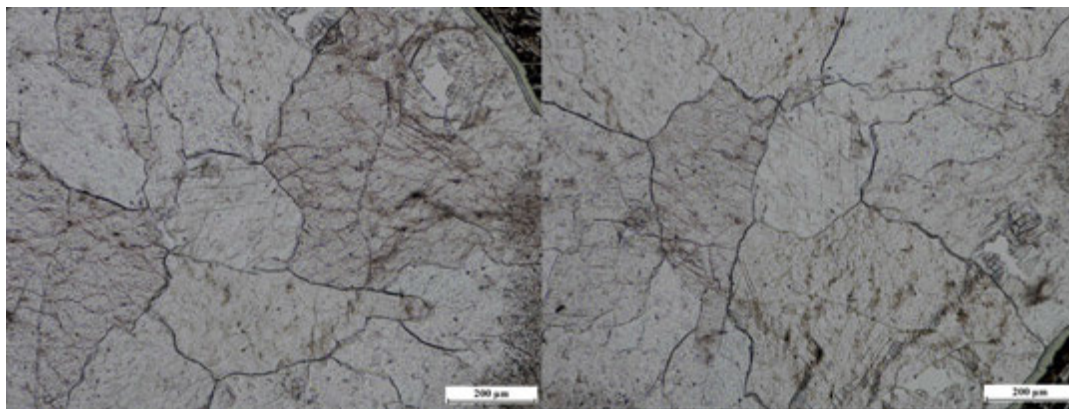
III.221. ábra – Dácitban megjelenő másodlagos kalcit pszeudoabszorpciója a tárgyasztal elforgatásával. Fotók: egy nikollal.



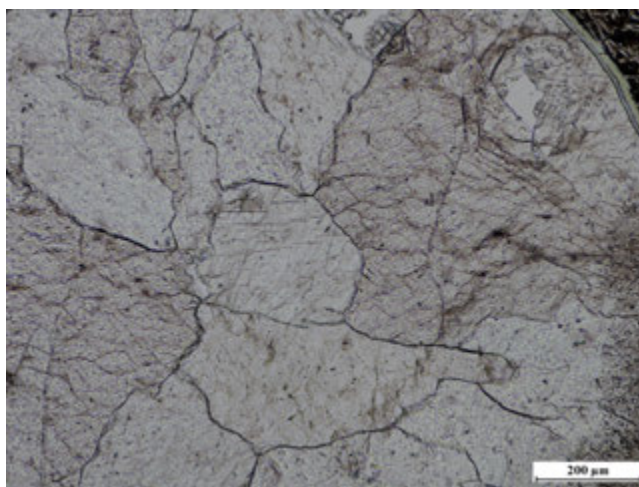
III.70.animáció: Dácitban megjelenő másodlagos kalcit pszeudoabszorpciója a tárgyasztal elforgatásával. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



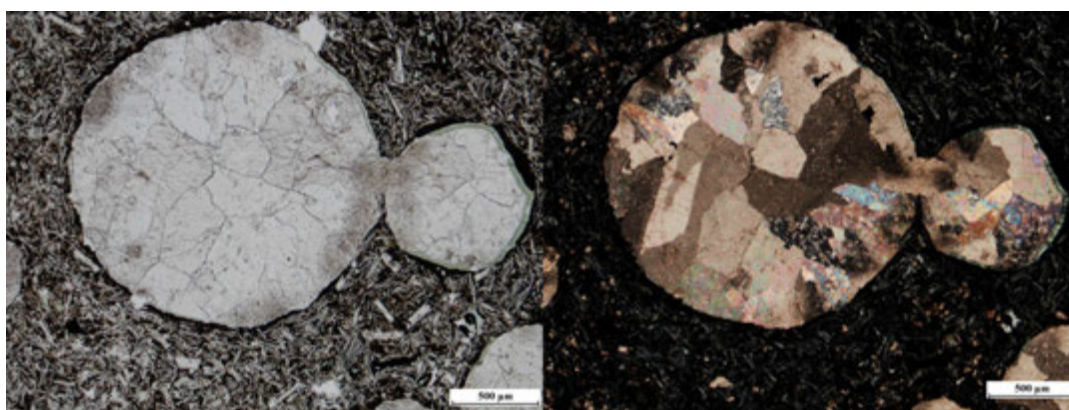
III.222. ábra – Dácitban megjelenő másodlagos kalcit keresztezett nikolokkal készült képe (bal oldal), mandulaköves másodlagos kalcit kitöltés bazaltban (jobb oldal, egy nikollal készült fotó, Kis-Kárpátok).



III.223. ábra – Kalcit pszeudoabszorpciója a tárgyasztal elforgatásával. Fotók: egy nikollal.



III.71.animáció: Kalcit pszeudoabszorpciója a tárgyasztal elforgatásával. Fotók: egy nikollal. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.224. ábra – A nikolok keresztzésének hatása bazalt hólyagüregét kitöltő kalcit esetében (Kis-Kárpátok).



III.72.animáció: A nikolok keresztezésének hatása bazalt hólyagüregét kitöltő kalcit esetében Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

KLORIT-CSOPORT

A klorit csoportba nagyon sok ásvány tartozik, melyek egymástól való elkülönítése nem mindig lehetséges polarizációs mikroszkóppal. Az alábbiakban a kloritcsoportra egységesen jellemző tulajdonságokat foglaljuk össze röviden.

Rendszer: monoklin, álhexagonális

Hasadás: (001) kitűnő

Alak, habitus, metszetei: változatos, gyakran pikkelyes, szálás, ennek megfelelően nyúlt, vékony, szálás-köteges metszetek, illetve izometrikus, esetenként hatszöges metszetei lehetnek. Elsődleges ásványok helyén, általában tömegesen képződik.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: halvány-középzöld, gyengén-közepesen pleokroós, a Mg-gazdag, Fe-szegény változatok színtelenek. Jelentős Mn vagy Ti tartalom a zöldtől eltérő színt eredményezhet.

Törésmutató: közepes, a kanadabalzsaménál/műgyantáénál nagyobb, 1,550-1,700

Maximális interferenciaszín: általában I. rendű szürke, de nagyon gyakran rendellenes kék, illetve barna. Ritkán nagyobb, maximálisan I. rendű vörös. Megjegyzés: a pikkelyes megjelenésű klorit pikkelyekkel párhuzamos metszetei a nagyon kis kettőtörés következtében nagyon sötétek, csaknem izotrópok.

Kioltás: egyenes esetleg néhány fok

Optikai jelleg: változó

Főzónajelleg: változó

Megjegyzés: az optikai és főzónajelleg általában ellentétes.

Iker: nincs

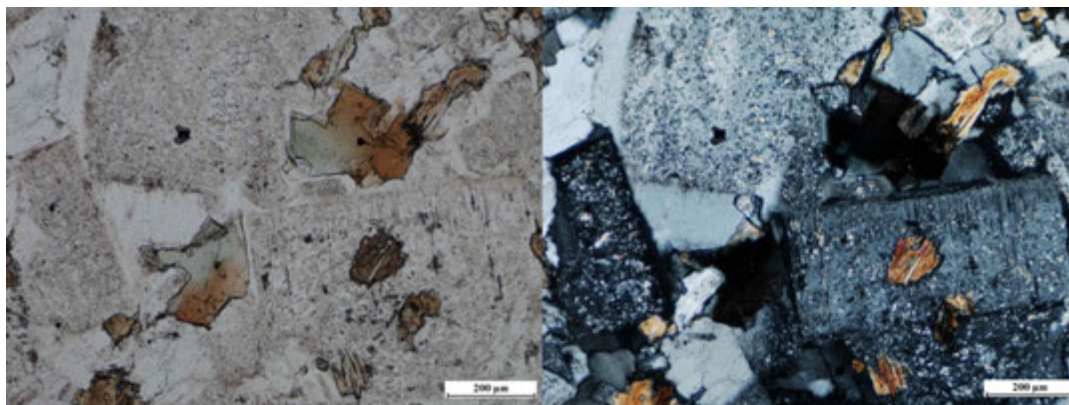
Zárvány: nincs

Egyéb: a rendellenes interferenciaszín nagyon jellemző

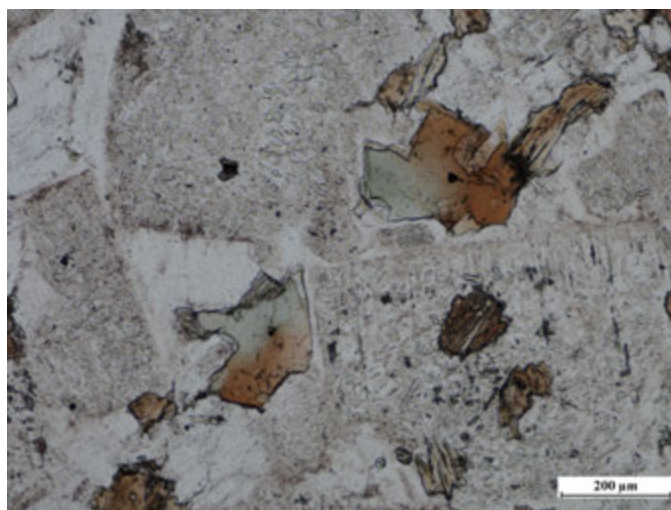
Genetika: Fe- és Mg-tartalmú ásványok, elsősorban biotit, amfibol, monoklin piroxének, gránát, illetve neutrális-bázisos kőzetűveg átalakulása során, másodlagosan keletkezik. Ugyancsak előfordul erek, repedések, mandulaüreges kitöltéseként.

Felismerés: Szabálytalan alakú, halványzöld-középzöld, közepes törésmutatójú, nagyon kis kettőtörésű, rendellenes interferenciaszínű, másodlagos helyzetű ásvány

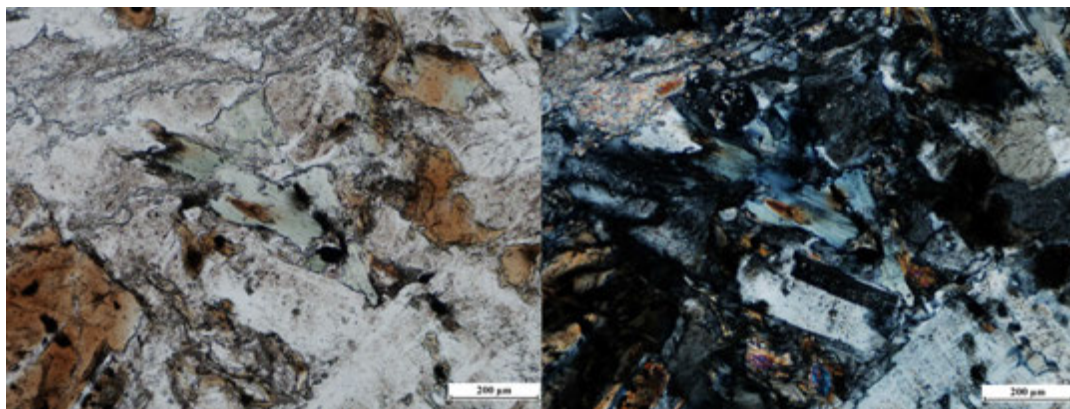
Elkülönítés: A kőzetalkotó ásványok közül a zöld pleokroizmus együtt a rendellenes interferenciaszín megjelenése alapján elkülöníthető. A másodlagos elegyrészek közül a szerpentinásványokkal téveszthető össze leginkább, az elkülönítés a klorit zöld pleokroizmusa és rendellenes interferenciaszíne alapján lehetséges. Az esetlegesen előforduló szintelen klorit, amely nem rendellenes interferenciaszínű, mikroszkópban nem különíthető el a szerpentinásványoktól, ez esetben műszeres vizsgálatokra van szükség. A szintén rendellenes interferenciaszínű ásványok közül a zoizit-klinozoizittól a kisebb törésmutató és a zöld pleokroizmus alapján egyértelműen különbözik.



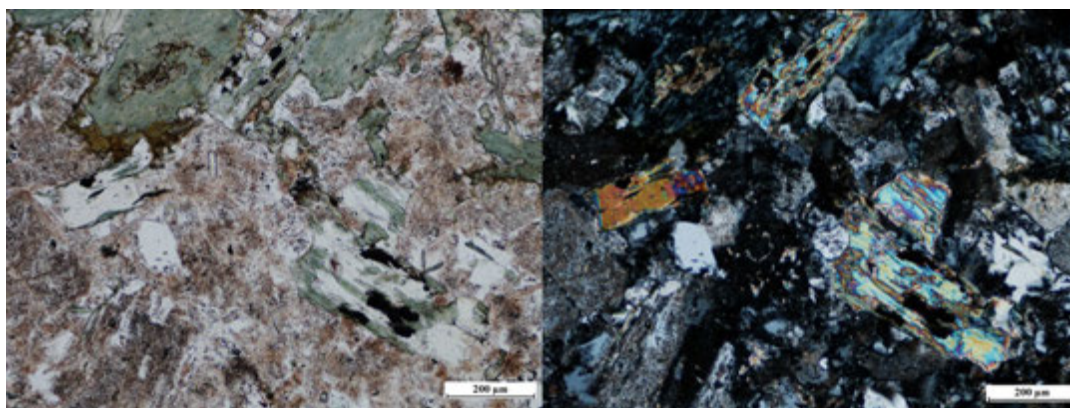
III.225. ábra – A nikolok keresztezésének hatása kloritosodott biotitkristály esetében (dácit).



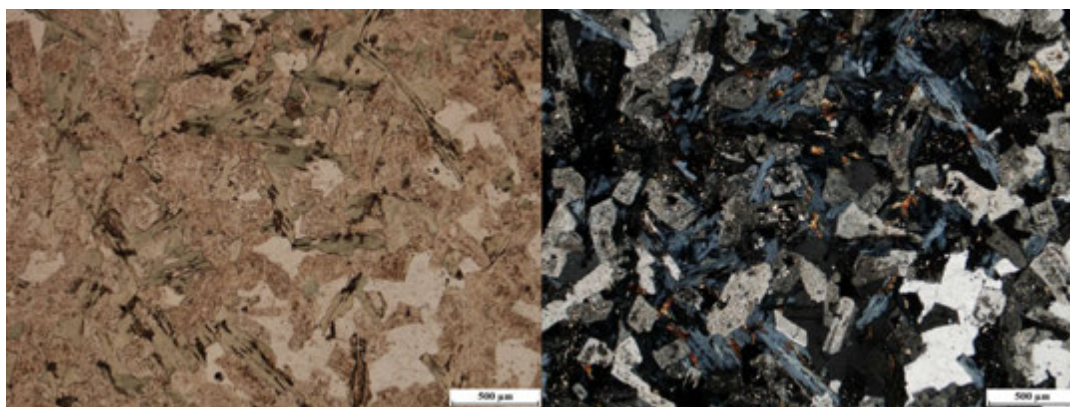
III.73.animáció: A nikolok keresztezésének hatása kloritosodott biotitkristály esetében (dácit). Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



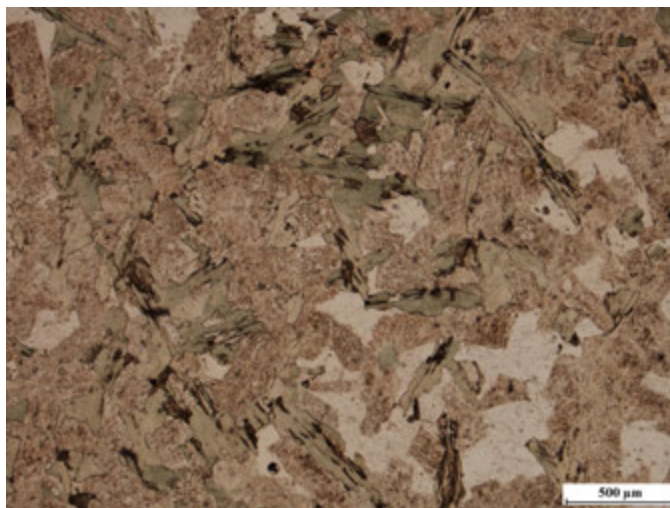
III.226. ábra – A nikolok keresztezésének hatása kloritosodott biotitkristály esetében (dácit).



III.227. ábra – A nikolok keresztezésének hatása kloritosodott biotitkristály esetében (tonalit, Szarvaskő).



III.228. ábra – A nikolok keresztezésének hatása másodlagos klorit esetében.



III.74. animáció: A nikolok keresztvezetésének hatása másodlagos klorit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

SZERPENTINÁSVÁNYOK

A szerpentinásványok között kőzetalkotóként elsősorban a krizotil, az antigorit és ritkábban a lizardit fordul elő magmás kőzetek másodlagos ásványaként.

Rendszer: monoklin, illetve rombos

Hasadás: az antigorit (001) szerint kitűnően hasad, a másik két változat esetében a hasadás nem figyelhető meg.

Alak, habitus, metszetei: Az antigorit pikkelyes, a krizotil szálás, a lizardit nagyon finomszemcsés, pikkelyes. Elsődleges ásványok helyén, általában tömegesen képződik

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: színtelen, ritkán halványzöld, gyengén pleokroos

Törésmutató: közepes, a kanadabalzsaménál/műgyantáénál általában nagyobb, 1,532-1,584

Maximális interferenciaszín: általában I. rendű szürke, ritkábban I. rendű vörösig felmehet

Kioltás: egyenes vagy ferde

Optikai jelleg: változó

Főzónajelleg: változó

Iker:

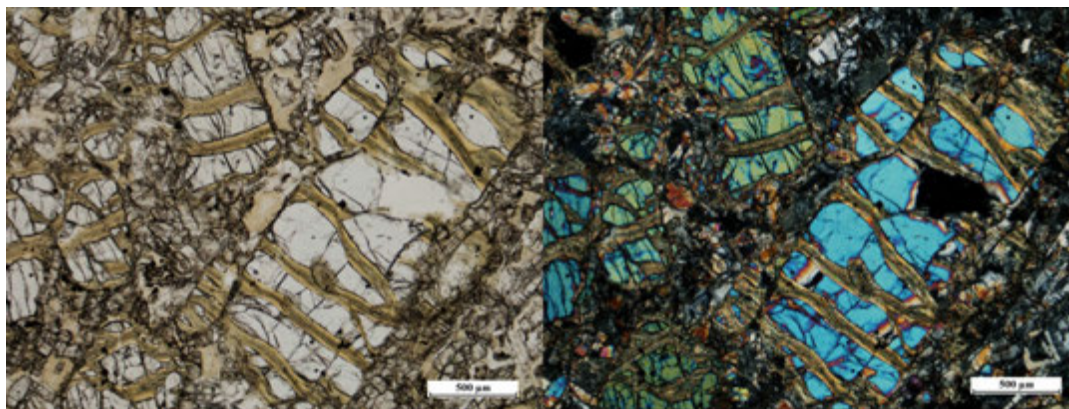
Zárvány:

Egyéb:

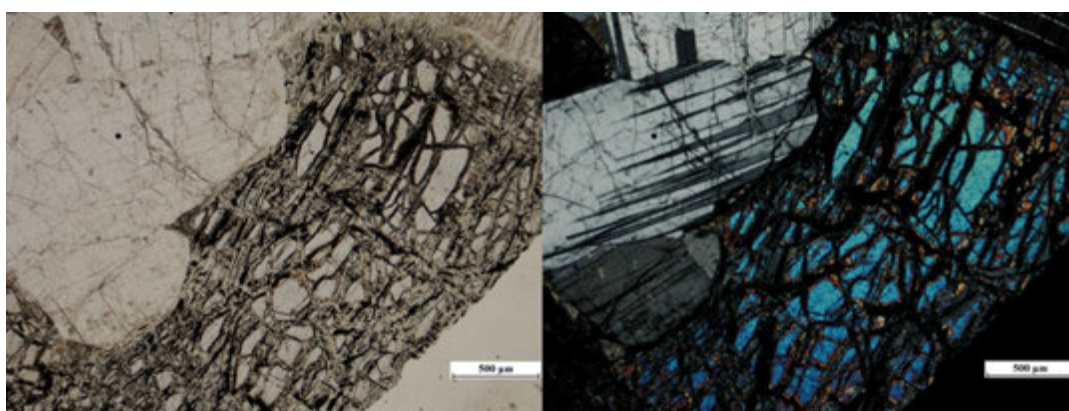
Genetika: Nagy Mg-tartalmú elegyrészekből, olivinból vagy rombos piroxénből, azok helyén képződik.

Felismerés: Színtelen, esetleg nagyon halvány zöld, szálás vagy pikkelyes megjelenésű, kis kettőtörésű, de nem rendellenes interferenciaszínű, olivin vagy rombos piroxén helyén tömegesen képződő ásvány.

Elkülönítés: Leginkább klorittal téveszthető össze. A klorit azonban gyakrabban és erősebben zöld, és nagyon gyakran rendellenes kék vagy barna interferenciaszínű. Az elkülönítésben segíthet, hogy a klorit elsősorban biotit, amfibol vagy monoklin piroxén helyén, azokból képződik, míg a szerpentinásványok olivin vagy rombos piroxén helyén alakulnak ki. A színtelen vagy halványzöld, nem rendellenes interferenciaszínű klorittól csak műszeres vizsgálatokkal különíthető el.



III.229. ábra – A nikolok keresztezésének hatása plagioklásztartalmú ultrabázitban megjelenő szerpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristályok esetében (Troodos, Ciprus).



III.230. ábra – A nikolok keresztezésének hatása gabbróban megjelenő szerpentinés átalakulást mutató, „hálós” (mesh) szerkezetű olivinkristály esetében (Kuba).

EPIDOT-CSOPORT

Magmás kőzetekben az epidot, a zoizit-klinozoizit fordul elő leggyakrabban ebből a csoportból

Rendszer: monoklin (epidot, klinozoizit) vagy rombos (zoizit)

Hasadás: (001), vagyis a megnyúlással párhuzamosan jó, de magmás kőzetekben előforduló epidot csoportbeli ásványoknál nem figyelhető meg.

Alak, habitus, metszetei: magmás kőzetekben rosszul kristályos, nagyon finomszemcsés aggregátumok formájában jelenik meg, ritka a jól kristályos, oszlopos megjelenésű. Ez utóbbi esetben általában kissé nyúlt szemcsék formájában jelenik meg. Xenomorf, ritkán hipidiomorf.

Szín/pleokroizmus vékonycsiszolatban: halvány citromsárga, gyengén pelokrooós (epidot), illetve színtelen (zoizit-klinozoizit).

Törésmutató: nagy-nagyon nagy, 1,670-1,734

Maximális interferenciaszín: összetételtől függően változó, I. rendű szürkétől a II. rendű zöldessárgáig. Jellemző rá, hogy egy szemcsén belül is változik a Fe-tartalom egyenlőtlen eloszlása következtében. Az I. rendű szürke változatok rendellenes kék, ritkábban barna interferenciaszínűek.

Kioltás: a megnyúlással párhuzamos szemcséken egyenes, azokra merőlegesen ferde (magmás kőzetekben ritkán látható)

Optikai jelleg: kéttengelyű negatív (F-dús, elsősorban epidot), illetve pozitív (Fe-szegény, klinozoizit-zoizit)

Főzőnájelleg: általában egy csiszolaton belül is változó, mivel a megnyúlás irányában a β (közepes) törésmutató van.

Iker:

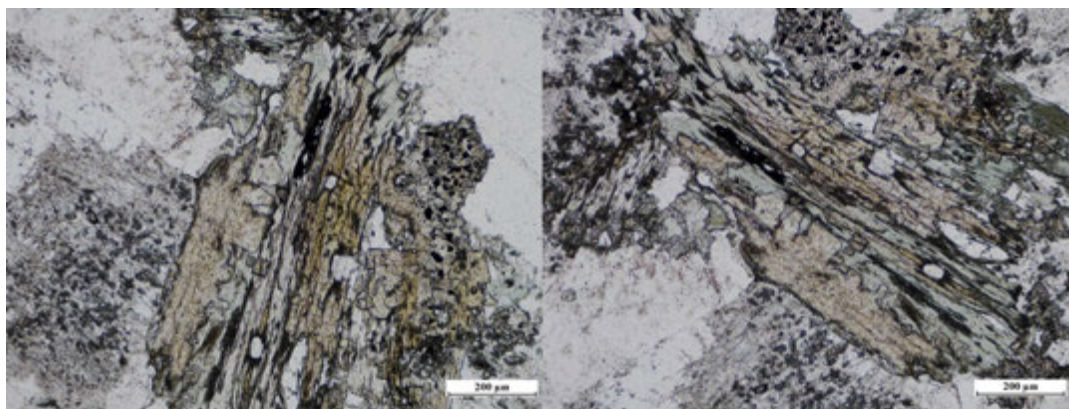
Zárvány:

Egyéb:

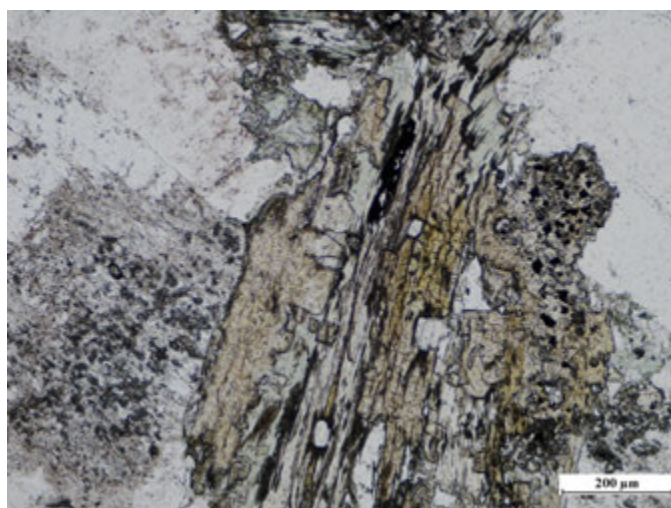
Genetika: Ca tartalmú ásványok átalakulásával képződik. Két jellegzetes képződése a bázisos plagioklászok saussuritesedése, valamint a Ca-tartalmú színes elegyrészek zöldkövesedése során történik.

Felismerés: Magmás kőzetekben általában nagyon nagy törésmutatójú, halvány színű vagy színtelen, rosszul kristályos, xenomorf szemcsehalmazokat alkot, amelyek közül ha az epidotból áll, az interferenciaszíne tarka, ha zoizit-klinozoizit alkotja, akkor rendellenes kék vagy I. rendű szürke az interferenciaszíne.

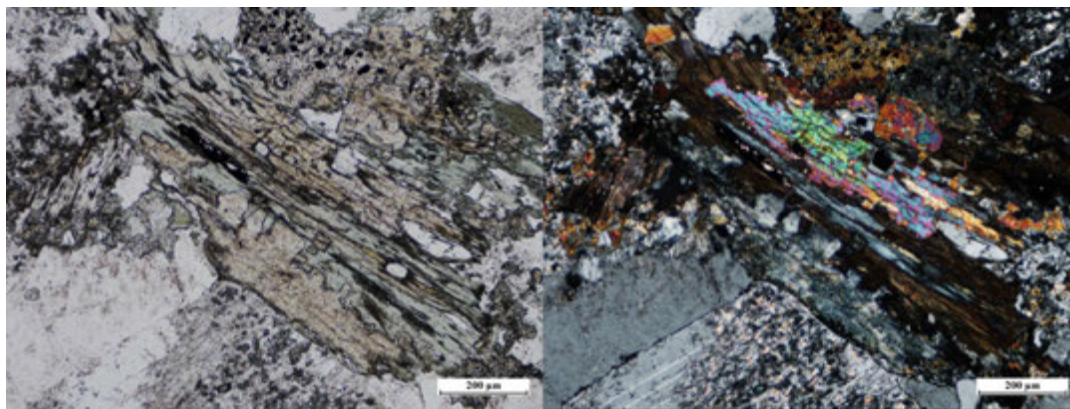
Elkülönítés: A jól kristályos epidot a monoklin piroxénnel téveszthető össze elsősorban. A monoklin piroxének azonban jobban kristályosak, az epidotra sokkal inkább jellemző az aggregátumokban való megjelenés. A nyúlt metszetek esetében az epidot kioltása egyenes, a monoklin piroxénéké ferde. Az epidot interferenciaszíne egy szemcsén belül is változó.



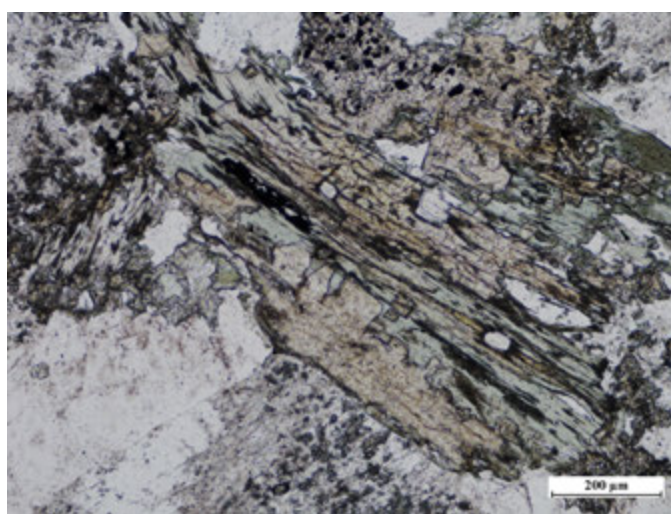
III.231. ábra – Granodioritban megjelenő másodlagos epidot gyenge pleokroizmusa (Alma Ata). Fotók: egy nikollal.



III.75.animáció: Granodioritban megjelenő másodlagos epidot gyenge pleokroizmusa. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.232. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása granodioritban megjelenő másodlagos epidot esetében (Alma Ata).



III.76. animáció: A nikolok keresztesítésének hatása granodioritban megjelenő másodlagos epidot esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

SZERICIT

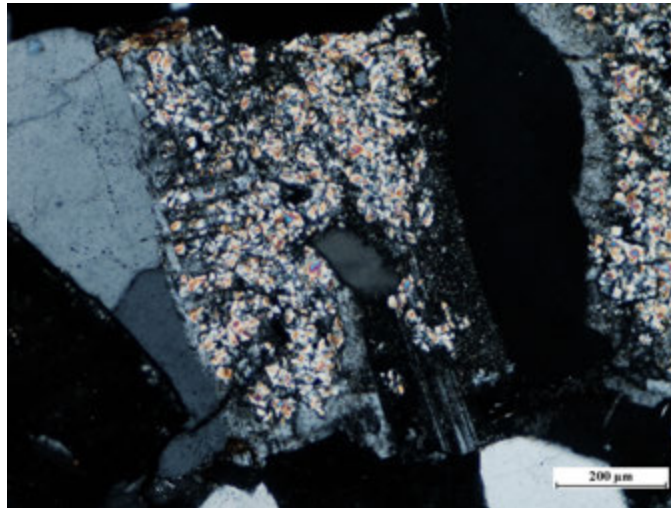
A szericit finomszemcsés muszkovit változat, összetétele, rendszere és az optikai tulajdonságai megegyeznek vele. Éppen ezért itt csak a másodlagos képződés során keletkezett szericitre speciálisan jellemző tulajdonságokat foglaljuk össze.

Alak, metszetei: Nagyon finom szemcseméretű pikkelyekből áll,

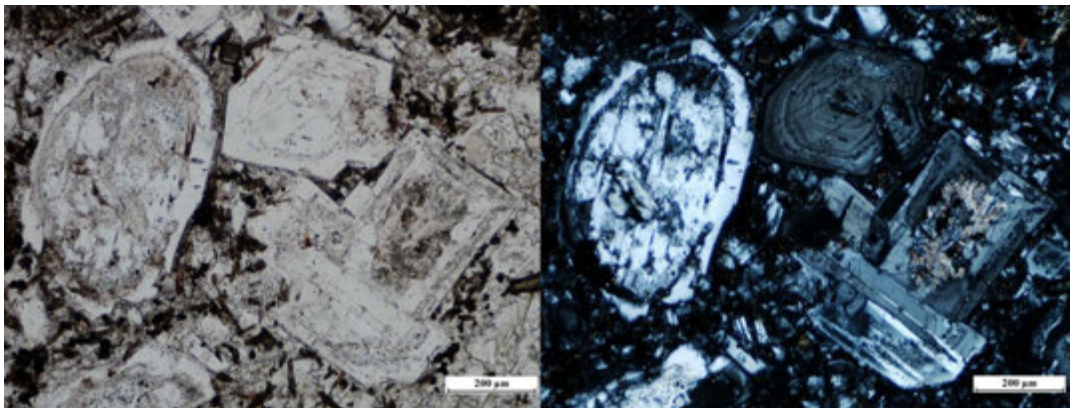
Genetika: földpátok (elsősorban káliföldpát és savanyú plagioklász) átalakulása során képződik.

Felismerés: A földpátokban, azokénál nagyobb törésmutatójú, színtelen, de tarka interferenciaszínű szemcsehalmazok formájában jelenik meg. Mennyisége az átalakulás mértékétől függően a szórt megjelenéstől az ásvány teljesen szericitté történő átalakulásáig minden változatban előfordulhat.

Elkülönítés: A hasonló méretű és tömegesen képződő agyagásványoktól a nagyobb törésmutató, nagyobb kettőtörés és valamivel nagyobb szemcseméret alapján különíthető el.



III.233. ábra – Gránitban megjelenő szericitesedett plagioklász (Velencei-hg). Fotó: keresztezett nikolokkal.



III.234. ábra – A nikolok keresztezésének hatása andezitben megjelenő szericitesedett plagioklász (jobb oldali kristály) fenokristály esetében (Visegrádi-hg, Pilismarót)

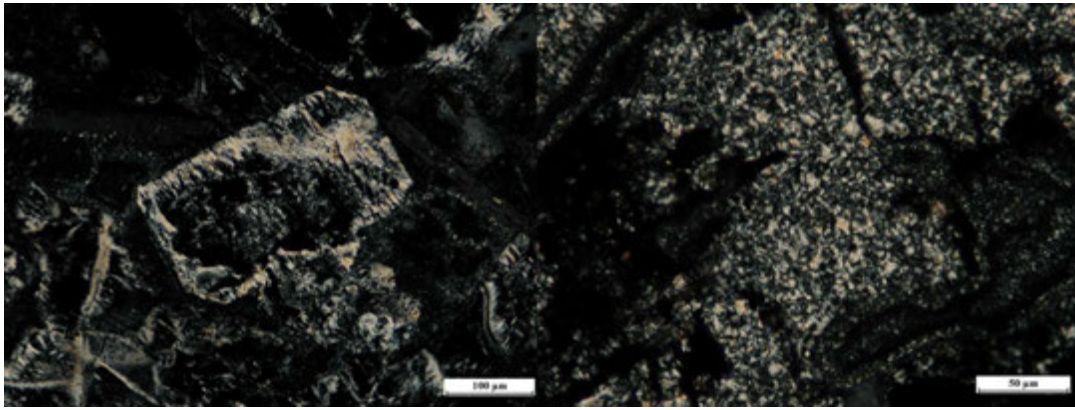
AGYAGÁSVÁNYOK

Az agyagásványok pontos meghatározásához nem a polarizációs mikroszkópos vizsgálat az elsődleges módszer. Ugyanakkor azonban ezzel a módszerrel lehet azt nyomon követni, hogy a más, műszeres vizsgálatokkal meghatározott agyagásványok milyen szöveti helyzetben találhatóak meg a kőzetekben, melyik agyagásvány milyen elsődleges elegyrészekből, milyen szöveti helyzetben alakult ki.

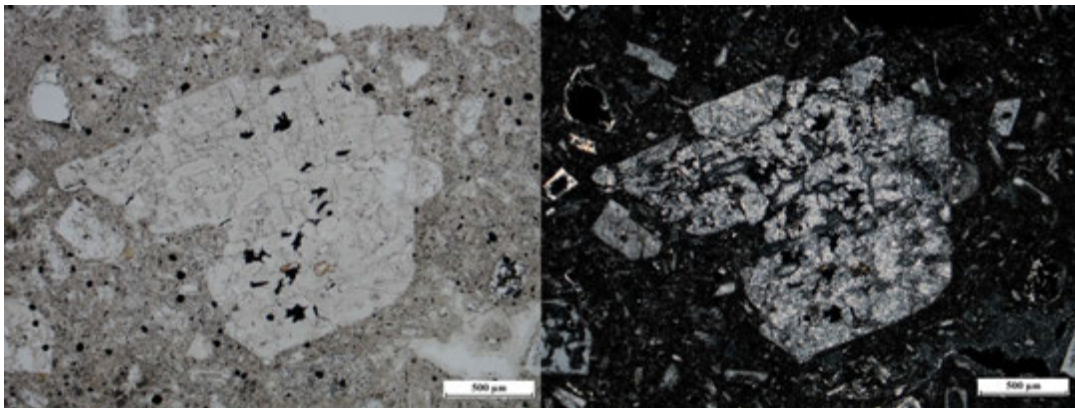
Az agyagásványok rendkívül finomszemcsések, tömegesen jelennek meg részben vagy teljesen az egykori elsődleges elegyrészek helyén, amiből átalakultak. Színük alapján lehetnek színtelenek (pl kaolinit, illit), nagyon halvány színűek (pl. montmorillonit) vagy színesek, zöld-sárgászöld, zöldessárga, barna színűek (nontronit, glaukonit-szeladonit, vermikulit). Az interferenciaszínük a szemcsék kis mérete miatt általában kicsi.

Képződésük szerint a kaolinit általában kálföldpátokból, a montmorillonit plagioklászból vagy kőzetüvegből, a nontronit színes elegyrészekből és bázisos kőzetüvegből, a vermikulit biotitból, az illit muszkovitből és földpátokból képződik leggyakrabban.

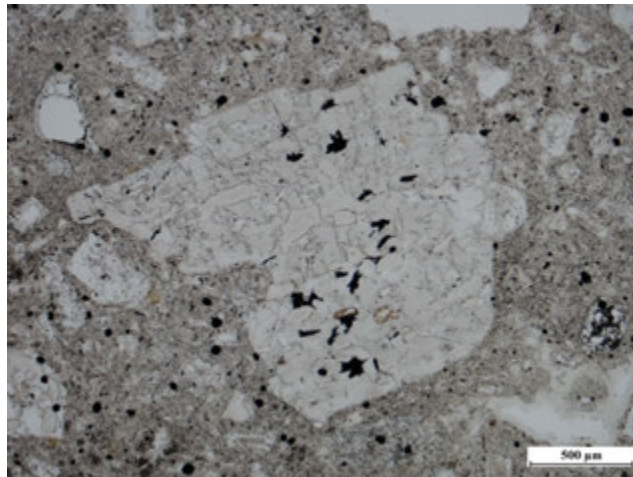
Az agyagásványok rendkívül kis méretüknél fogva egyedül a szericittel téveszthetők össze, de a szericitnek valamivel nagyobb a szemcsemérete, a színtelen agyagásványokénál nagyobb a törésmutatója és a kettőtörése.



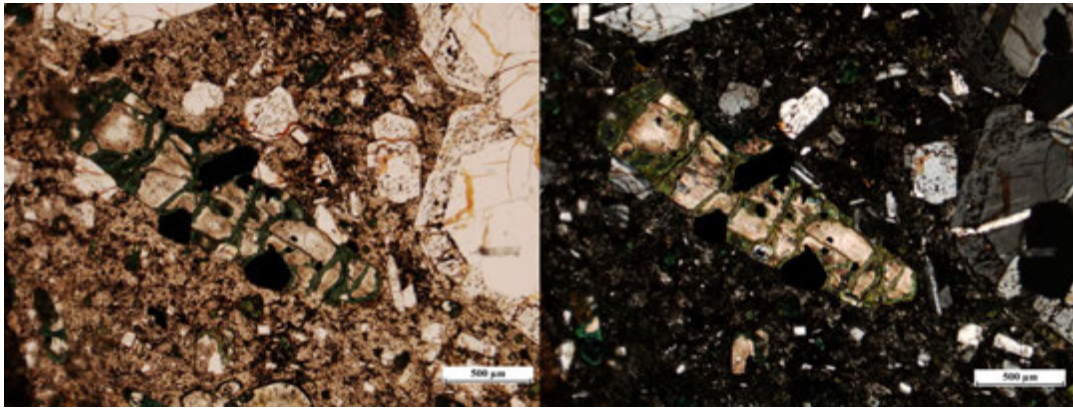
III.235. ábra – Illitesedett (bal oldal) és kaolinitesedett földpát andezitben (Telkibánya). Fotók: keresztezett nikolokkal.



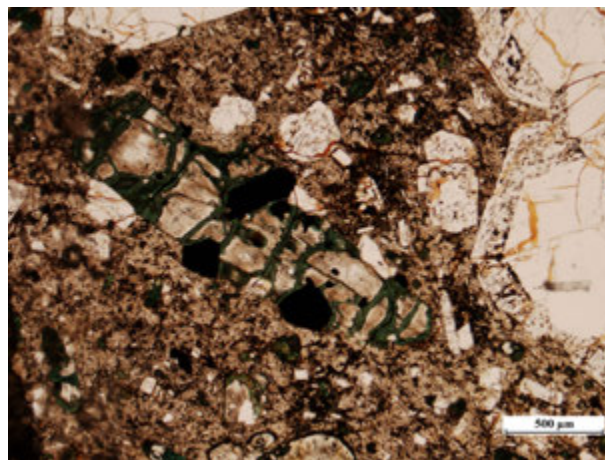
III.236. ábra – A nikolok keresztelésének hatása andezitben megjelenő földpátból átalakult másodlagos kaolinit esetében (Telkibánya).



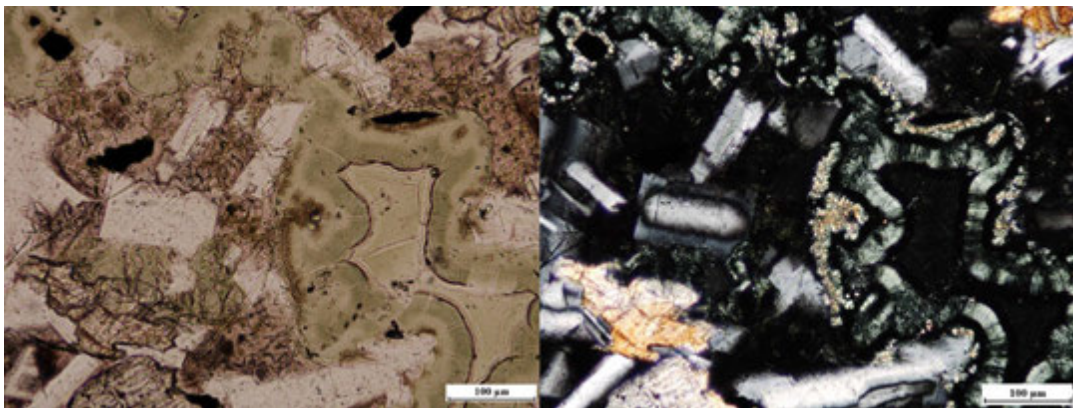
III.77. animáció: A nikolok keresztelésének hatása andezitben megjelenő földpátból átalakult másodlagos kaolinit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



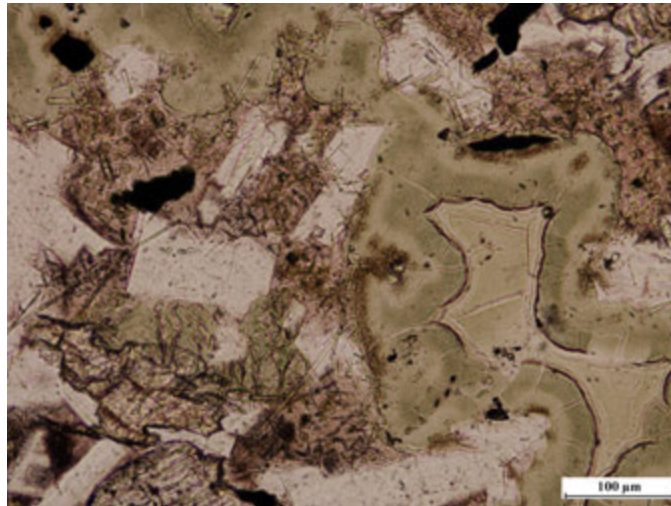
III.237. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő piroxénből átalakult másodlagos glaukonit esetében (Tahi, Hegyesd-hegy).



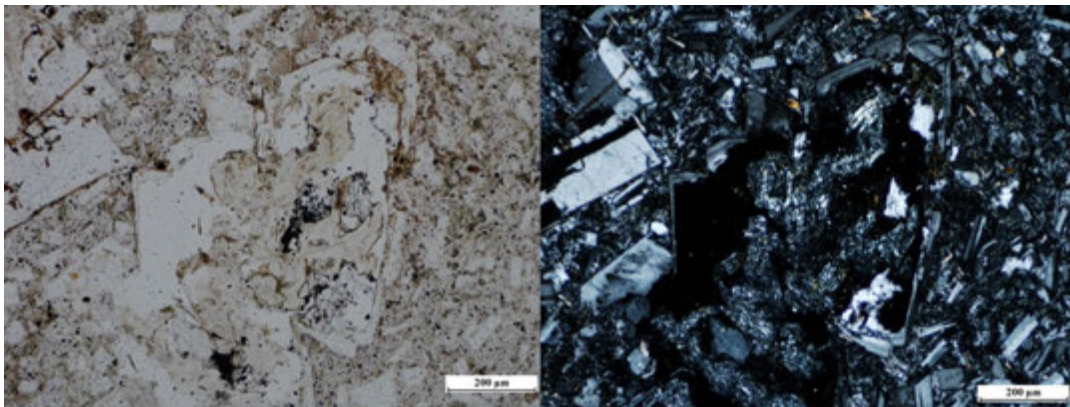
III.78.animáció: A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő piroxénből átalakult másodlagos glaukonit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



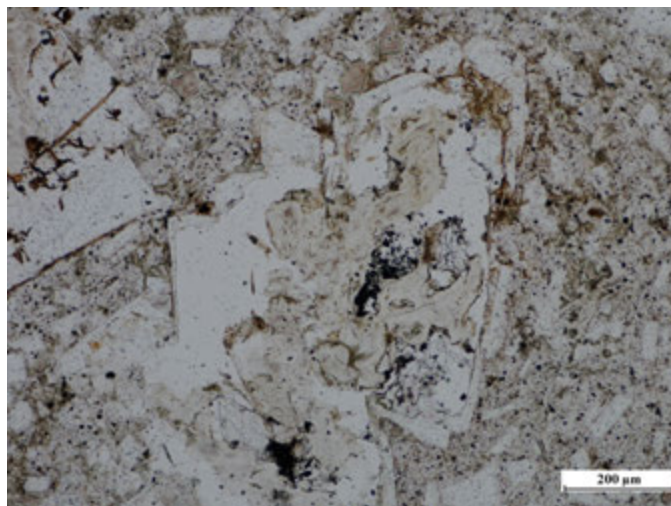
III.238. ábra – A nikolok keresztesítésének hatása andezitben megjelenő másodlagos nontronit esetében (Bér).



III.79.animáció: A nikolok keresztezésének hatása andezitben megjelenő másodlagos nontronit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.



III.239. ábra – A nikolok keresztezésének hatása másodlagos montmorillonit esetében.



III.80.animáció: A nikolok keresztezésének hatása másodlagos montmorillonit esetében. Kattintásra lehet egyik képből a másikba átmenni.

LIMONIT és HEMATIT

A magmás kőzetekben azok mállása, átalakulása során a felszabaduló vas és annak oxidálódása révén gyakran előfordul limonit és hematit, amelyek gyakran együtt fordulnak elő. Ezek vörös-narancsvörös, legtöbbször nagyon rosszul vagy egyáltalán nem kristályos foltos átítatódások (limonit), illetve ezek között igen apró vörös színű ásványok (hematit) formájában figyelhetők meg a kőzetekben. Más vörös ásványoktól azzal különíthetők el, hogy legtöbbször diffúz határvonalúak.

III.7.4. Opakásványok

Az opak ásványok meghatározása átvilágításos polarizációs mikroszkópban csak nagyon korlátozott. Mindemellett a vékonycsiszolatokban jelen vannak, ezért mikroszkópban megfigyelhetők, és elsősorban alakjuk, illetve metszeteik és átalakulási termékeik alapján következtethetünk típusaikra.

MAGNETIT

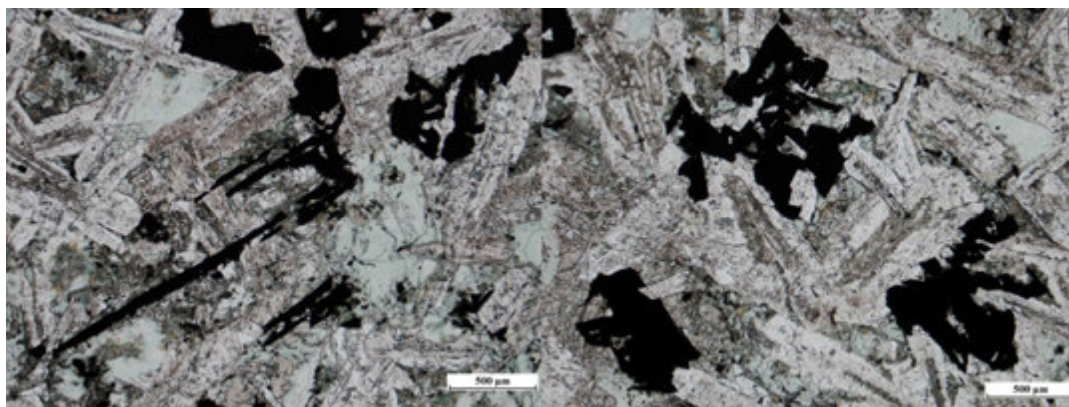
A magnetit a spinellek közé tartozik, ennek megfelelően mikroszkópban megjelenő alakú sajátosságai azokéhoz hasonlítanak, vagyis háromszög, négyszög, hatszög vagy izometrikus szemcséket alkotnak. A színes elegyrészek átalakulása során, az átalakulási termékbe be nem lépő, felszabadult vasból kikristályosodott másodlagos magnetit gyakran idiomorf. Felismerését segíti, hogy a magnetit átalakulása során limonit és hematit képződik, ami az opak ásvány mellett gyakran megfigyelhető. A magnetit minden magmás kőzetben előfordulhat, a bázisos és ultrabázisos kőzetekben valamivel gyakoribb, mint a neutrális és savanyú kőzetekben.

TITANOMAGNETIT

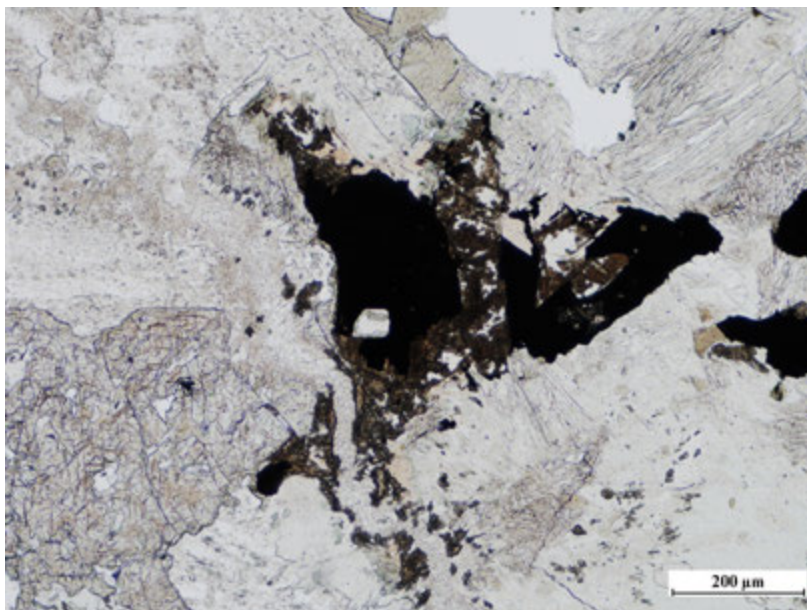
A titanomagnetit alakú sajátosságai a magnetitéval teljesen megegyeznek. Felismerését az segíti, hogy a titanomagnetit átalakulása során leukoxén keletkezik, ami az opak ásvány közvetlen környezetében jelenik meg. A titanomagnetit elsősorban bázisos és esetleg neutrális kőzetekben a leggyakoribb előfordulású.

ILMENIT

Az ilmenit trigonális ásvány, jellegzetes lapos kristályokat alkot, így metszetei vagy torz három- esetleg hatszög alakúak, amelyek xenomorf megjelenése esetén izometrikusak, de az arra merőleges metszetei vékonyak és nyúltak. Gyakori megjelenése a vázkristályos szerkezetű ilmenit, amikor is a kristályosodás egy jellegzetes váz kiépülésével kezdődik, ami a végső kristályosodás során teljeseedik ki, ha van elég idő vagy anyag a teljes kikristályosodásra. Az átalakulás során az ilmenit leukoxéneseedik, vagyis rosszul kristályos titanit, esetleg rutil képződik belőle. A vázkristályos ilmenit esetén a vázszerkezetet alkotó részek közötti tér leukoxéneseedik először. Elsősorban bázisos kőzetekben található.



III.240. ábra – Ilmenit várkristályok mikrogabbróban (Darnó-hegy). Fotók: egy nikollal.



III.241. ábra – Ilmenit (leukoxénesezett) bazaltban (Szarvaskő). Fotók: egy nikollal.

III.8. Magmás kőzetek szerkezete és szövete

Szövet: A kőzetet alkotó ásványok alaki sajátosságai, az ásványok egymáshoz való viszonya, kapcsolata, elhelyezkedési módja és mérete.

KRISTÁLYOSSÁGI FOK

A kristályok/kőzetüveg jelenléte illetve egymáshoz viszonyított aránya alapján az alábbi típusokat különítjük el:

Holokristályos - teljesen kristályos

Hipokristályos vagy *hipohialinos* - kristályokból és kőzetüvegből áll

Üveges (holohialinos) - csak kőzetüvegből áll

A szemcseméret hármasszoros értelmű, az alábbiakat kell megfigyelni, illetve rögzíteni:

- 1) Szabad szemmel elkülöníthetők-e vagy sem az elegyrészek
- 2) Abszolút kristályméret
- 3) Relatív (egymáshoz viszonyított) kristályméret

1) Az elegyrészek mérete alapján:

Fanerokristályos kőzetek: szabad szemmel az összes lényeges elegyrész (ásvány) elkülöníthető.

Afanitos kőzetek: A fenokristályok kivételével a többi elegyrész szabad szemmel nem különíthető el.

Az afanitos kőzeteken belül:

- *Mikrokristályos* kőzetek: Az elegyrészek vékonycsiszolatban petrográfiai (polarizációs) mikroszkóppal meghatározhatók.

- *Kriptokristályos* kőzetek: a kőzetet alkotó elegyrészek mérete olyan kicsi, hogy polarizációs mikroszkóp alatt sem lehet meghatározni azokat. *Kristallit*oknak nevezzük azokat a rendkívül kisméretű gömbölyded, pálcika-

alakú vagy hajszálvékony kristályokat, kristálykezdeményeket, amelyek mikroszkópban láthatóak, de közelebbről nem meghatározhatóak.

A fanerokristályos és az afanitos kőzetek között a szemcseméretük kb. 0.2 mm.

2) Szemcseméret abszolút értéke szerint (nincs egységes felosztás, az alábbi kettő a leginkább elterjedt) a kőzetek felosztása:

| | 1. felosztás | 2. felosztás |
|----------------------|--------------|--------------|
| <i>Durvaszemcsés</i> | >5 mm | > 2 mm |
| <i>Középszemcsés</i> | 1-5 mm | 0.05-2 mm |
| <i>Finomszemcsés</i> | <1 mm | <0.05 mm |

3) A szövet típusa az elegyrészek egymáshoz viszonyított mérete alapján:

Ekvigranuláris: A kőzetben az elegyrészek mérete kb. azonos.

Inekvigranuláris: A kőzetben a kőzetalkotó ásványok méretében jelentős különbségek vannak, általában legalább két határozottan elkülönülő szemcseméretű elegyrész jelenik meg: *fenokristályok* vagy *porfíros elegyrészek* és finomszemcsés *alanyag*. Ha a fenokristályok mérete 0,05-0,5 mm közé esik, akkor *mikrofenokristály*nak nevezzük.

- *Szeriális szövet:* A kőzetalkotó, elsődleges elegyrészek szemcsemérete folyamatosan változik a legkisebb szemcsemérettől a legnagyobbig.

- *Hiatusos szövet:* Az elsődleges elegyrészek szemcsemérete nem folyamatosan változik, hanem van egy szemcseméret-tartomány, amelyik kimarad, vagy jelentősen leccökken a mennyisége.

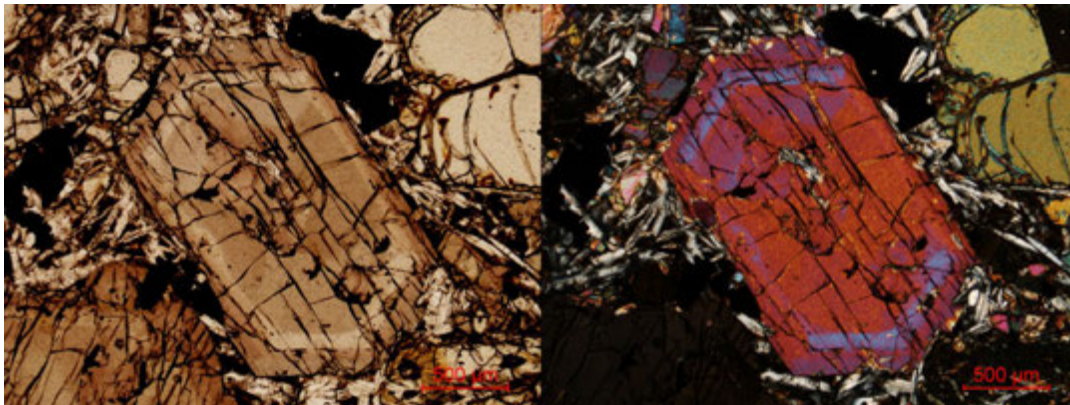
AZ ELEGYRÉSZEK ALAKJA, HABITUSA

a) A kristály kifejlődése, megjelenése szempontjából:

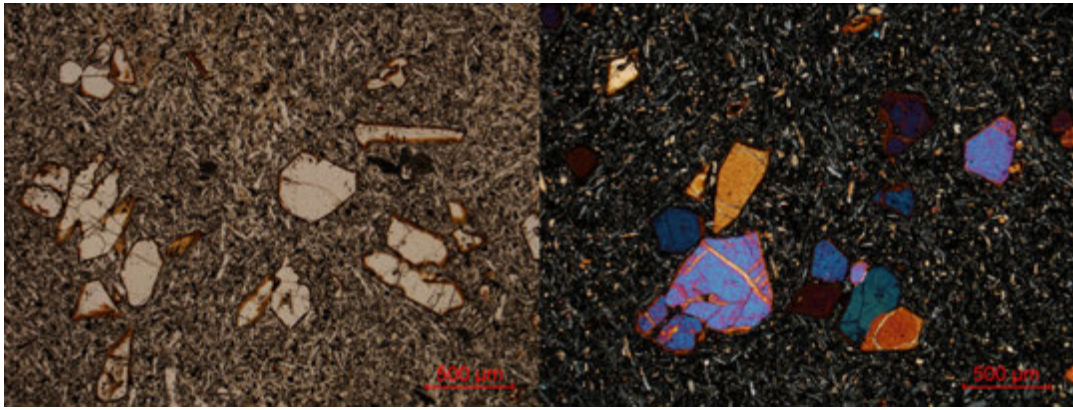
idiomorf (*euhebral, automorf*) - sajátalakú

hipidiomorf (*subhebral, hipoautomorf*) - félig sajátalakú

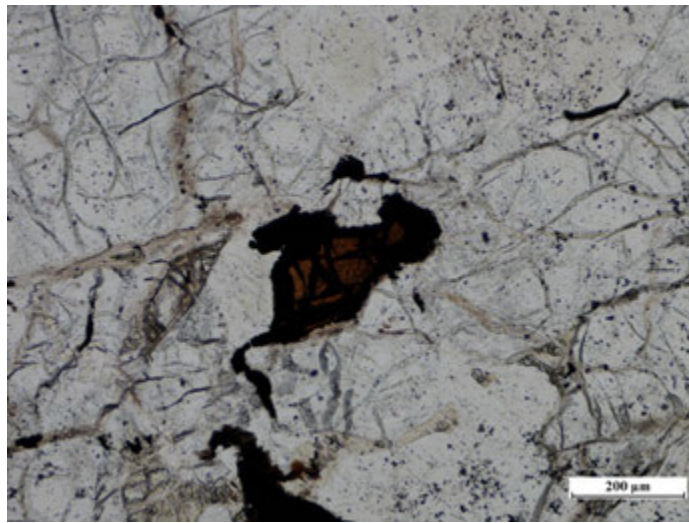
xenomorf (*anhedral, allotriomorf*) - szabálytalan alakú



III.242. ábra – *Idiomorf* (sajátalakú) monoklin piroxén fenokristály mecseki bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



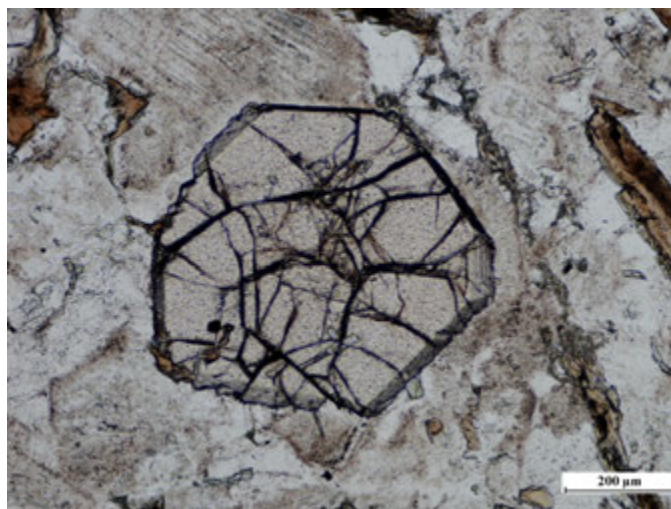
III.243. ábra – Hipidiomorf (félíg sajátalakú) olvinek a ság-hegyi bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



III.244. ábra – Xenomorf (szabálytalan alakú) kromit wherlitben (Ciprus). Egy nikolos felvétel.

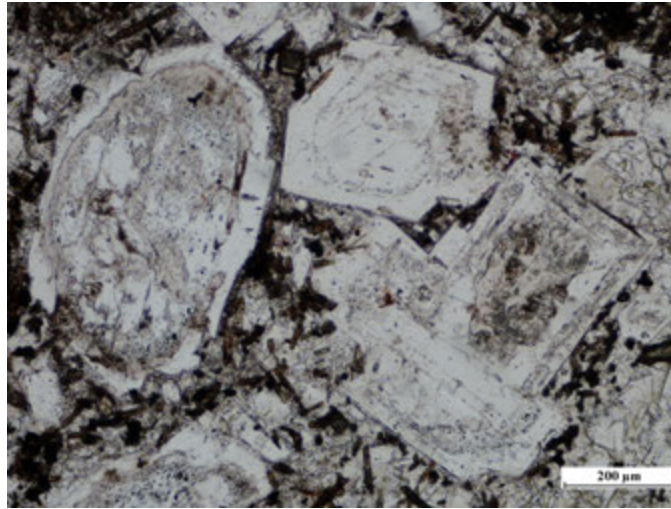
b. A kristályegyed háromdimenziós alakja, megjelenése szempontjából:

izometrikus: a tér minden irányában közel azonos kiterjedésű.



III.245. ábra – Izometrikus gránát szarvaskői gránit telérekőzetben. Egy nikollal készült felvétel.

táblás: két közel azonos kiterjedésű irányra merőlegesen a harmadik irányban az ásvány kiterjedése 1/4-1/10-e az előzőeknek.



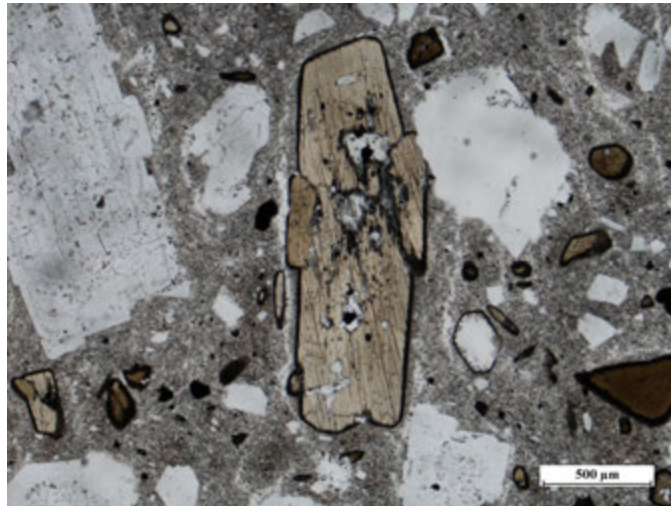
III.246. ábra – Táblás plagioklászok a pilismaróti andezitben. Egy nikollal készült felvétel.

lemez – pikkelyes: az ásvány az egyik irányban mintegy 10-100-szor kisebb kiterjedésű, mint a rá merőleges két irányban, amelyek kiterjedése közel azonos.



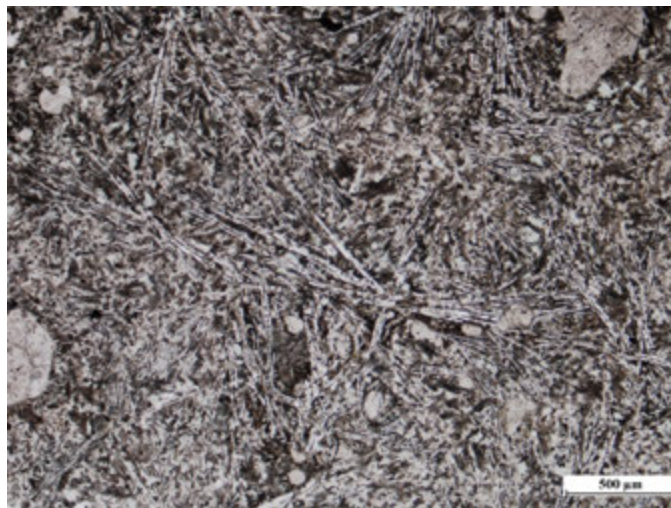
III.247. ábra – Pikkelyes biotit bükkaljai ignimbritben lévő andezit litoklasztban. Egy nikollal készült felvétel.

oszlopos: két, közel azonos kiterjedési irányra merőlegesen a harmadik irányban az ásvány megnyúlása az előzőek mintegy 4-10-szerese.



III.248. ábra – Oszlopos amfibol a Visegrádi-hegység andezitjében. Egy nikollal.

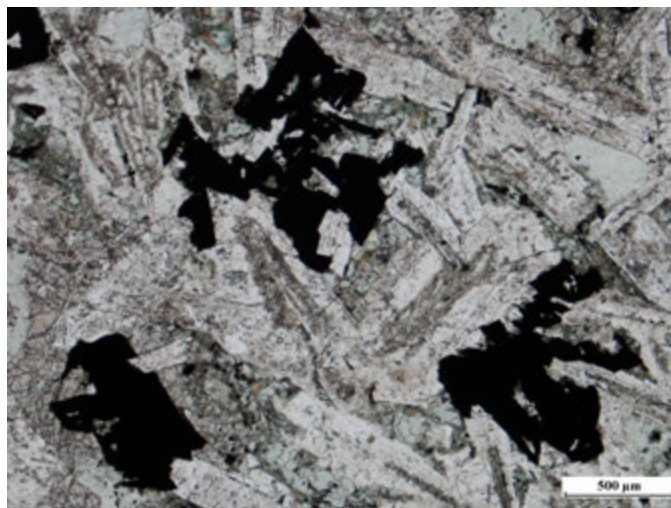
tűs-szálás: egyik irányban az ásvány megnyúlása 10-100-szorosa a másik két, közel azonos kiterjedésű iránynak. Ezen belül a szálás általában nyaláb formájában jelenik meg, és az egyes szálak gyakran hajladozottak.



III.249. ábra – Tűs földpátok a Darnó-hegy bazaltjában. Egy nikollal.

egyéb szöveti megjelenési formák:

vázkristályos: az ásványszemcse kristályosodása során bizonyos kristálytani irányokban, szabályosan kifejlődött hézagok, lyukak, üregek maradnak, ezeket általában alapanyagbeli kristályok vagy kőzetüveg tölti ki.



III.250. ábra – Vázkristályos ilmenit a Darnó-hegy mikrogabbrójában. Egy nikolos felvétel.

dendrites: A kristályok a nagyon gyors növekedés következtében szálas kristályhalmazok optikailag meghatározott irányokban növekednek, ennek következtében faágszerű vagy levélerezethez hasonló elrendeződést alakítanak ki.

Az elegyrészek elrendeződése:

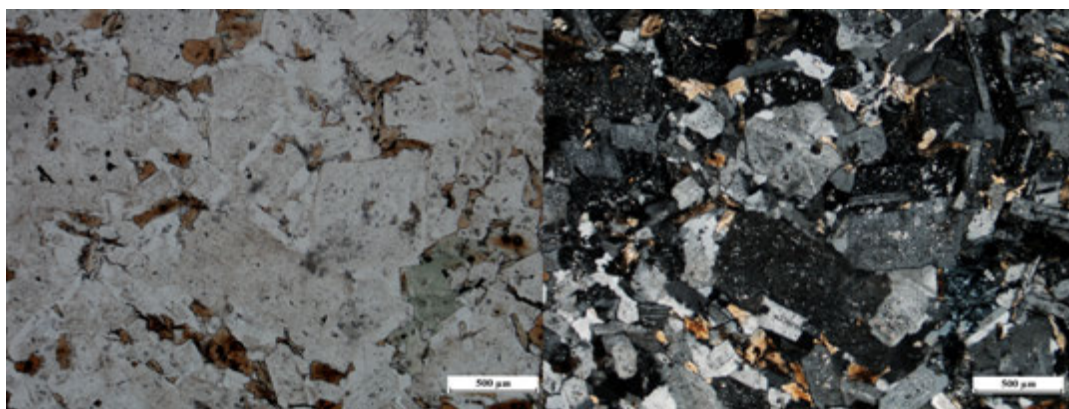
irányítatlan

irányított – nyúlt (és/vagy lemezes) kristályok egymással közel párhuzamos elrendeződése

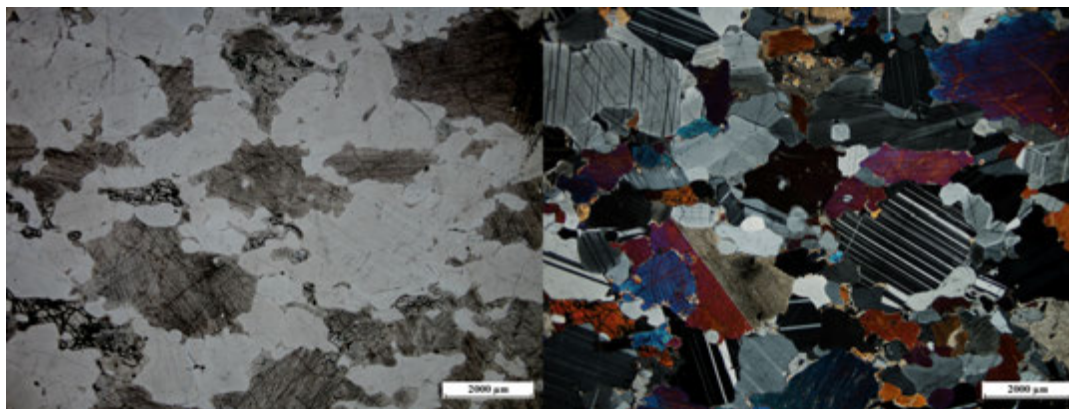
III.8.1.A magmás kőzetek legfontosabb szövettípusai

Hipidiomorf szemcsés

Az elegyrészek túlnyomóan hipidiomorfok (szubhedrálisak), azonkívül kevés idiomorf és xenomorf szemcse is előfordulhat. Lehetséges azonban olyan elrendeződés, hogy sok idiomorf és sok xenomorf szemcse fordul elő. A legtöbb mélységi kőzet szövete ebbe a csoportba tartozik.



III.251. ábra – Hipidiomorf szemcsés szövet szarvaskői tonalit telérkőzetben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

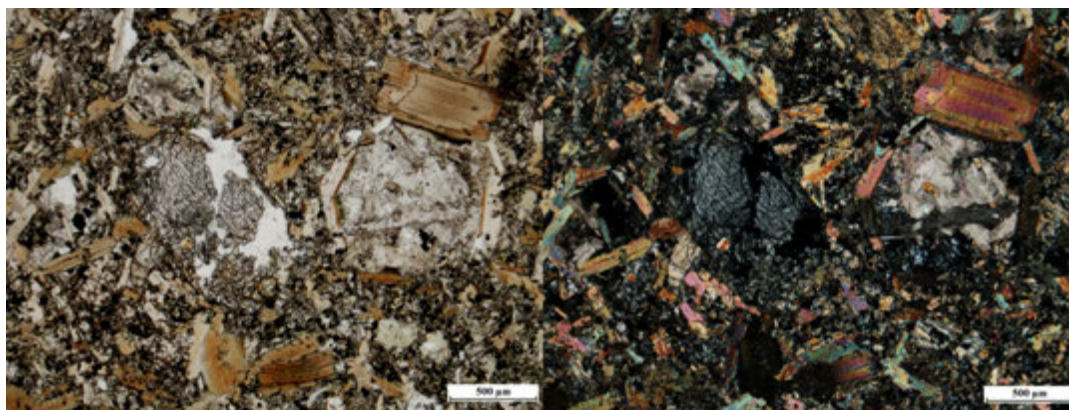


III.252. ábra – Hipidiomorf szemcsés szövet gabbróban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Pánidiomorf szemcsés

A lényeges elegyrészek nagy többsége idiomorf megjelenésű, esetleg közöttük, legkésőbbi kikristályosodási termékként kevés xenomorf földpát, földpátpótló vagy kőzetüveg fordulhat elő. A lamprofitrok (színes elegyrészekben gazdag telérekőzetek) szöveti típusa.

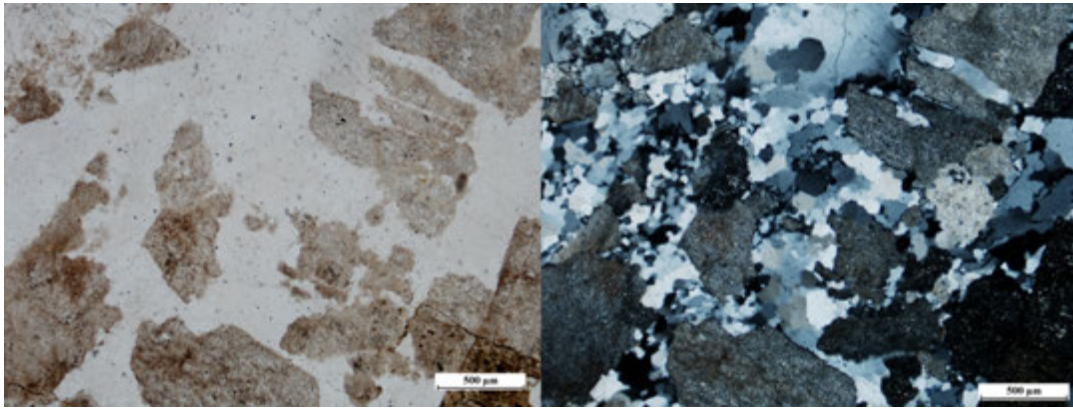
Gyakori a *porfíros pánidiomorf szemcsés* szövet is, ez esetben a kőzet nagy méretű fenokristályokat is tartalmaz.



III.253. ábra – Pánidiomorf szemcsés szövet a pákozdi monchiquitben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Pánallotriomorf szemcsés

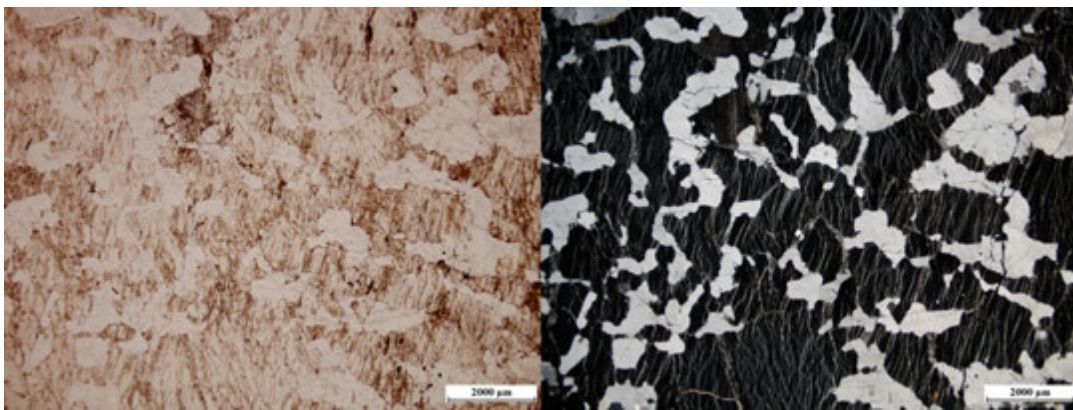
Szinte minden elegyrész xenomorf megjelenésű a kőzetben. Elsősorban világos elegyrészekben dús telérekőzetek (pl. gránitaplit) szöveti típusa.



III.254. ábra – Pánalotriomorf szemcsés szövet az erdősmecskei gránitplitban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Írásgránitos

Ortoklász és kvarc orientált, ékíráshoz hasonló összenövése, mely eutektikus összetételű olvadék kikristályosodása révén alakul ki. A kvarc mindig azonos orientációjú. Durva szemcsés, általában szabad szemmel is jól megfigyelhető méretben alakul ki, és a kőzet teljes egészére kiterjed. Elsősorban savanyú mélységi kőzetekben alakulhat ki.



III.255. ábra – Írásgránitos szövet csehországi gránitban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

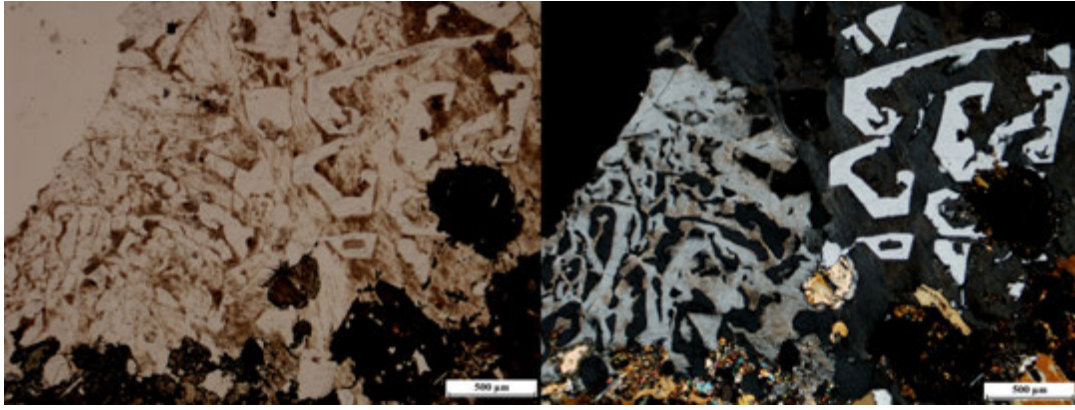
Grafikus, mikrografikus

Az írásgránitos szövethez teljesen hasonló megjelenésű, de kisebb szemcseméretben, és a kőzet csak egyes kisebb részein alakul ki. Elsősorban savanyú mélységi kőzetekre illetve foyaitokra jellemző. Leggyakoribb összenövések:

ortoklász - kvarc

plagioklász - kvarc (neve: **mirmekit**)

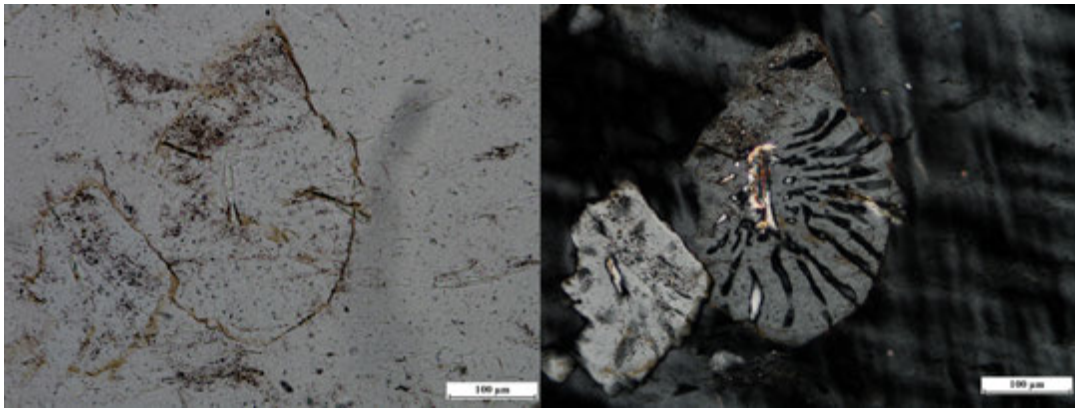
nefelin – ortoklász



III.256. ábra – Mikrografikus szövet kvarcmonzonitban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Granofiros

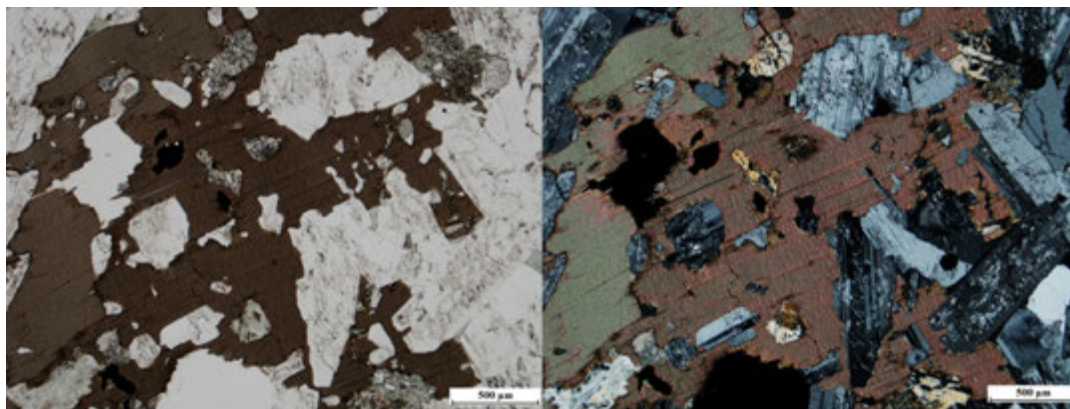
Két ásvány (általában kvarc és földpát) egyidejű kristályosodás révén kialakuló, szabálytalan alakú, illetve szabálytalanul lefutó határvonalak mentén történt összenövése oly módon, hogy a kvarc csavarvonalak, foltok, hólyagok formájában jelenik meg a nagyméretű földpátban. Elsősorban savanyú és neutrális mélységi kőzetekre jellemző.



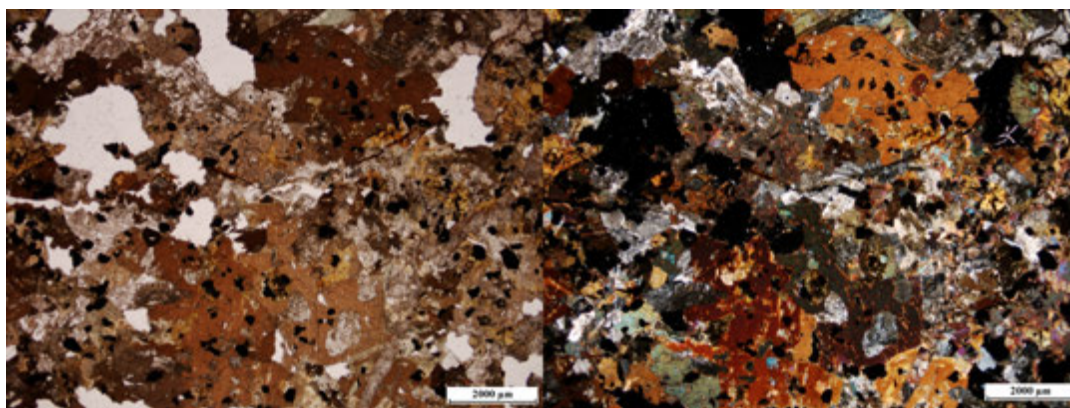
III.257. ábra – Granofiros szövet gránit-greizenben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Poikilites

Nagyméretű kristályban (oikokristály vagy bezáró kristály) sok, orientálatlanul és szabálytalan eloszlásban előforduló kisméretű kristály (chadakristály) helyezkedik el. Leggyakrabban bázisos-ultrabázisos mélységi kőzetek szöveti típusa, ritkábban neutrális és savanyú kőzetek esetében is előfordul.



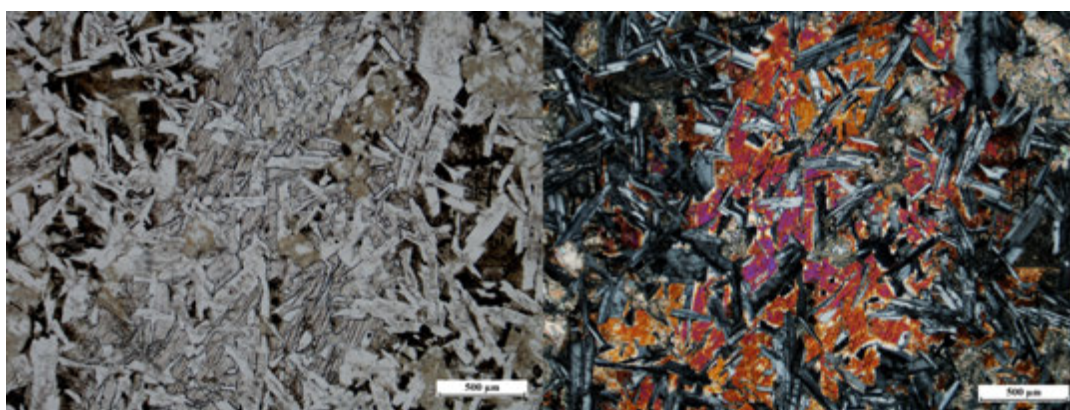
III.258. ábra – Poikilites szövet predazzoí kvarcmonzodioritban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



III.259. ábra – Poikilites szarvaskői gabbróban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Ofitos

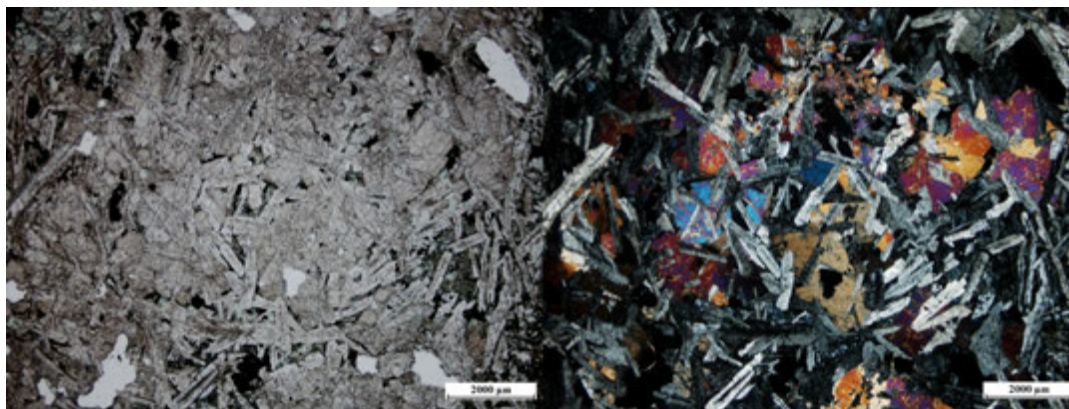
Nagyméretű, általában xenomorf színes elegyrészben (piroxén, amfibol) azoknál kisebb méretű, idiomorf-hipidiomorf léces plagioklász zárványok vannak teljesen vagy csaknem teljesen bezárva, ennél fogva megjelenésük olyan, mintha átszúrnák a piroxént vagy amfibolt. Bázisos, szubvulkáni kőzetek (dolerit, mikrogabbró) szövete.



III.260. ábra – Ofitos szövet karyhalli doleritben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Szubofitos

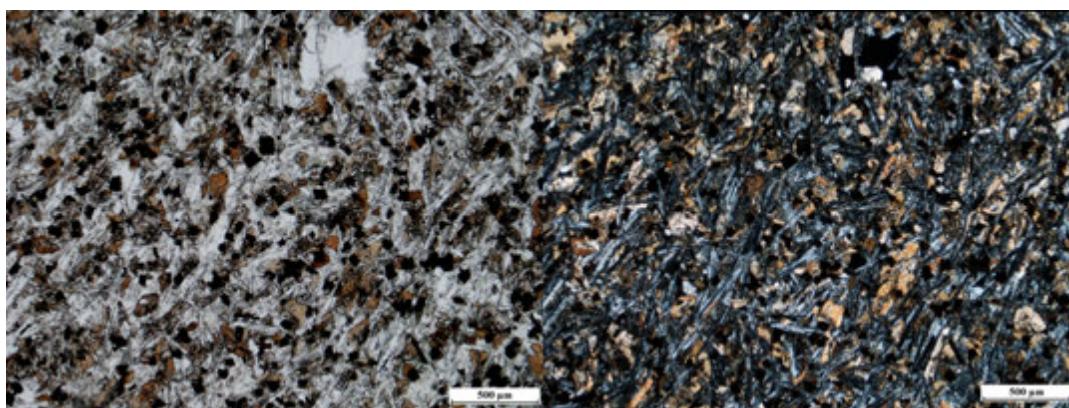
Az ofitos szövethez hasonló megjelenésű, azzal a különbséggel, hogy a plagioklász lécek mérete közel azonos a piroxén illetve amfibol kristályok méretével, és ennek következtében a színes elegyrészek csak részben tartalmazzák azokat. Ez a szövettípus is bázisos, szubvulkáni kőzetekre (dolerit, mikrogabbró) jellemző.



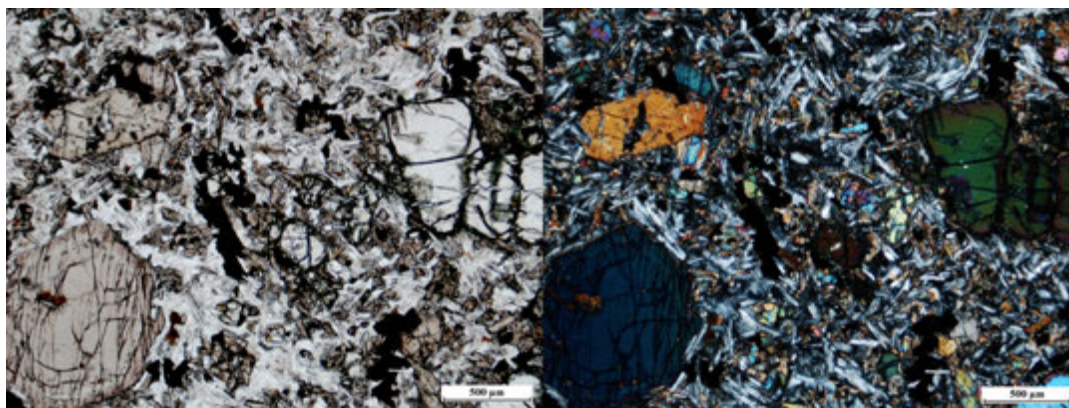
III.261. ábra – Szubofitos szövet a Darnó-hegy mikrogabbrojában. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Intergranuláris

A kőzet vázát viszonylag nagyméretű plagioklász lécek alkotják, és az ezek közötti teret kisebb méretű színes elegyrészek (piroxén, olivin, amfibol) valamint opakásványok töltik ki. Az anyag teljesen kikristályosodott. Bázisos szubvulkáni-, ritkán mélységi kőzetekben fordul elő. Amennyiben a fentiekben leírt szövettípusú részen kívül porfíros elegyrészek is előfordulnak a kőzetben, akkor *porfíros intergranuláris* szövetről beszélünk. Ez utóbbi elsősorban bázisos vulkáni (bazalt, bazanit) kőzetek szövettípusa lehet.



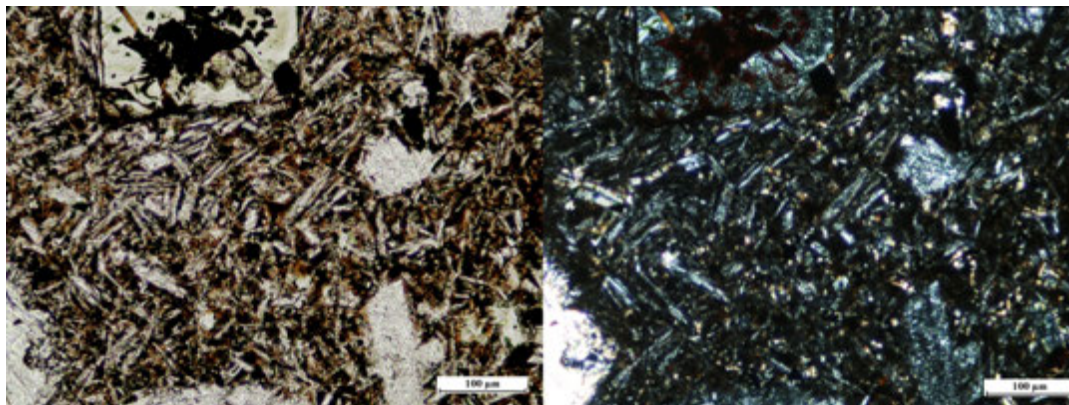
III.262. ábra – Intergranuláris szövet vasasi bazanitban (Mecsek-hegység). Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



III.263. ábra – Porfíros intergranuláris szövet mecseki bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Interszertális

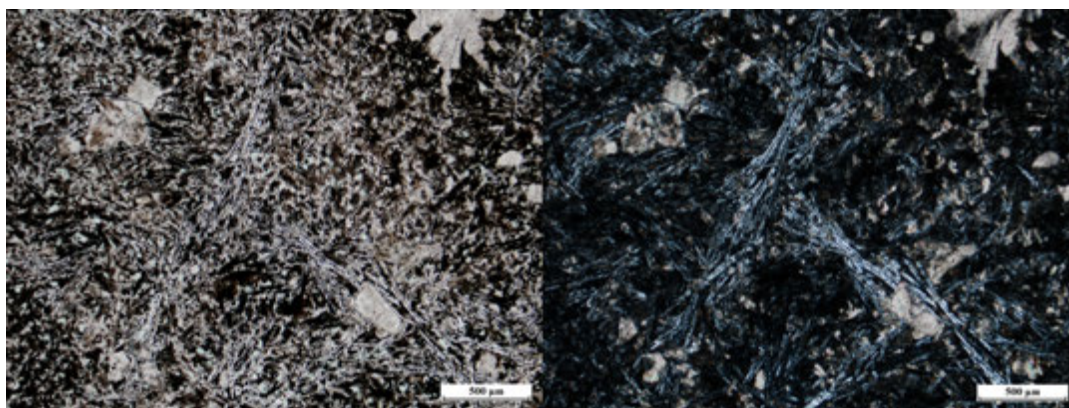
Az intergranuláris szövethez hasonló megjelenésű, azzal a különbséggel, hogy a vázat alkotó plagioklász lécek közötti teret kőzetüveg, mikrokristályos anyag illetve másodlagos elegyrészek (klorit, szerpentin, kalcit, agyagásvány stb.) töltik ki. Bázisos vulkáni (bazalt, bazanit) kőzetekben fordulhat elő. Amennyiben a fentiekben leírt szövettípusú részen kívül porfíros elegyrészek is előfordulnak a kőzetben, akkor *porfíros interszertális* szövetről beszélünk. Ez utóbbi szintén bázisos vulkáni (bazalt, bazanit) kőzetek szövettípusa lehet.



III.264. ábra – Interszertális szövet mecseki bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Variolitos

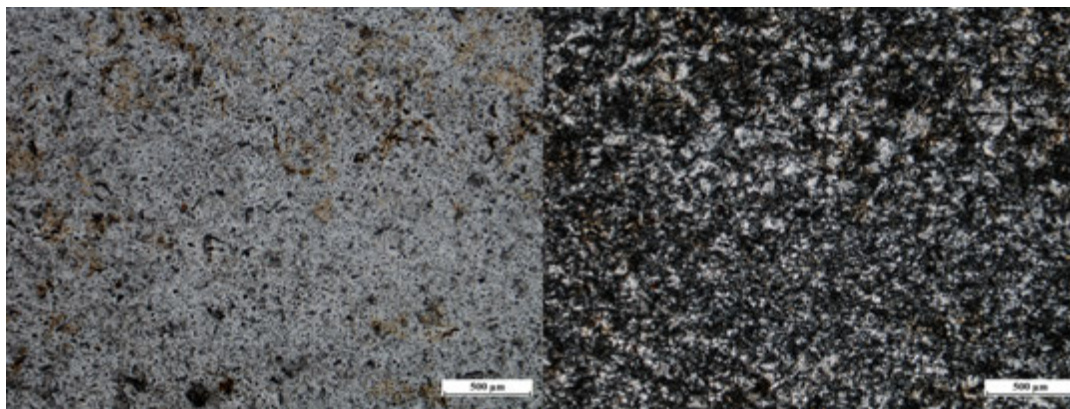
Nyúlt plagioklász tűk-szálak kevés elrendeződésének halmazai, melyek között klorit, kőzetüveg, agyagásvány, illetve kristálycsírák helyezkednek el. Gyakran másodlagos ásványokkal kitöltött mandulakövek is előfordulnak a kőzetben. Bázisos, gyorsan kihűlt vulkáni kőzetek közül a spilit szöveti típusa.



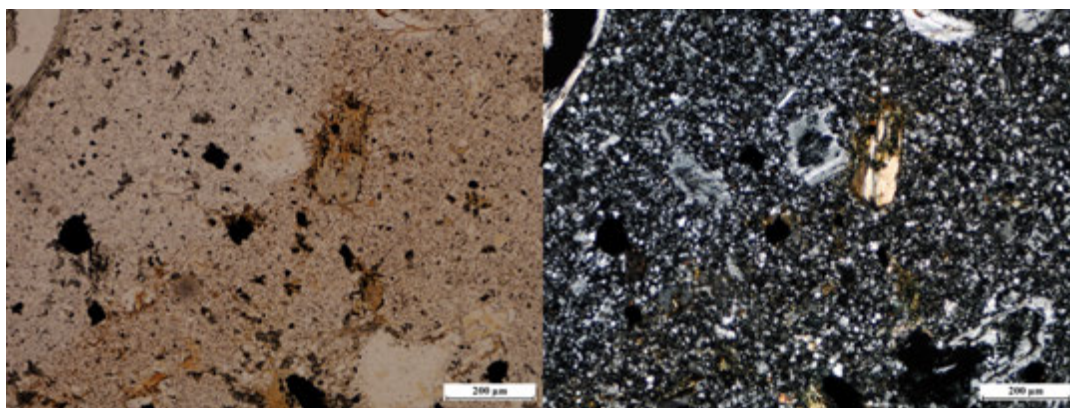
III.265. ábra – Variolitos szövet a Darnó-hegy bazaltjában. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Porfíros (mikro)holokristályos

Idiomorf-hipidiomorf fenokristályok mellett teljesen kikristályosodott alanyag van. Az alanyag kristályainak mérete alapján mikroholokristályos vagy holokristályos szövettípust különíthetünk el. Leggyakrabban az andezit, ritkábban a dácit szövettípusa.



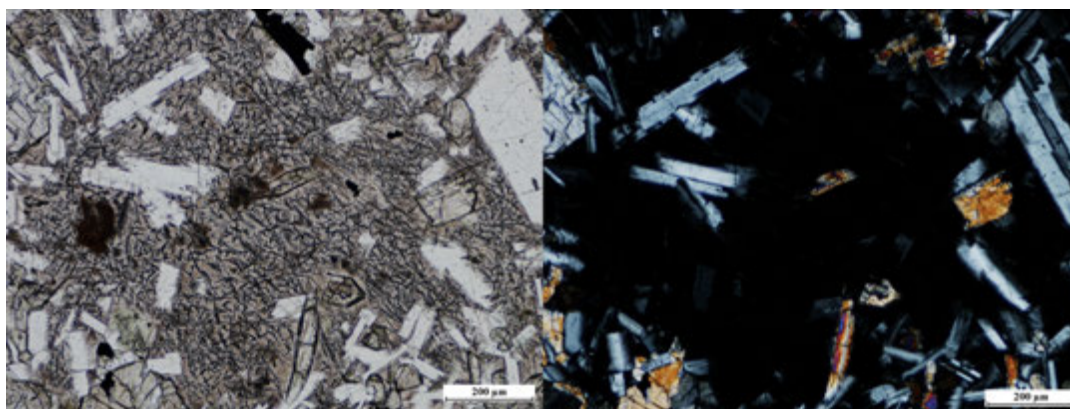
III.266. ábra – Mikroholokritályos szövet az Azori-szigetek trachitjában. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



III.267. ábra – Porfíros mikroholokritályos szövet nadapi andezitben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Pilotaxitos

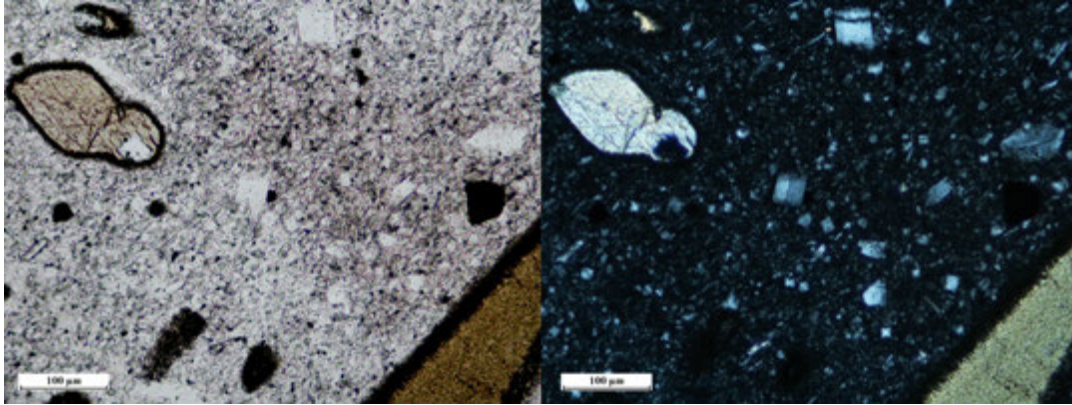
A fenokristályok megjelenése hasonló a (mikro)holokristályos típusnál leírtakhoz, az alapanyag azonban nem kristályosodott ki teljesen, hanem maximálisan 10 tf%-nyi kőzetüveget tartalmaz. Az alapanyagot alkotó kristályok (legtöbbször lécszerű plagioklászok) vázát alkotnak, és közöttük szigetek-sejtek formájában jelenhet meg a kőzetüveg. Leggyakrabban a dácit, ritkábban az andezit és néha a riolit szövettípusa.



III.268. ábra – Pilotaxitos szövet a béri andezitben. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Hialopilites

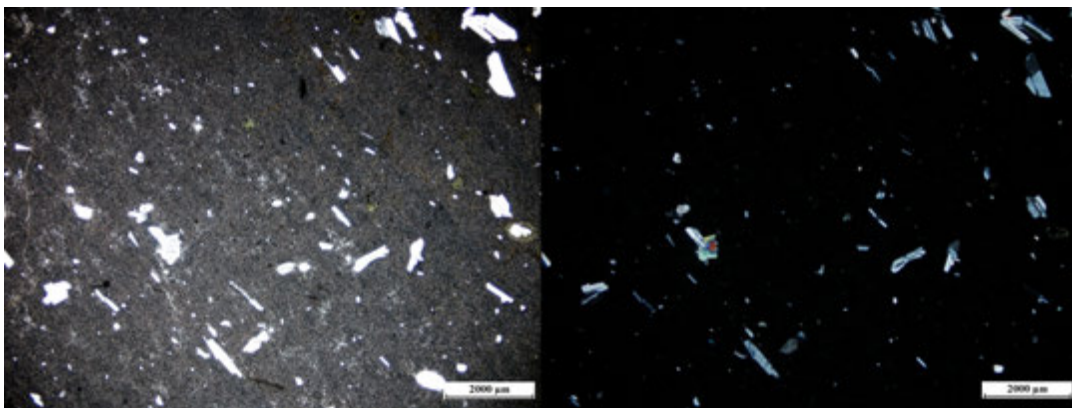
A fenokristályok megjelenése hasonló a (mikro)holokristályos típusnál leírtakra, az alapanyagban azonban 10 tf%-nál több kőzetüveg fordul elő. Az alapanyag üveges részlegében elkülönülten "úszkálnak" az alapanyag kristályai (legtöbbször lécs alakú plagioklászok). Elsősorban a riolit, ritkábban a dácit és még ritkábban az andezit szövettípusa.



III.269. ábra – Hialopilites szövet a Visegrádi-hegység egy andezitjében. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Vitrofiros (vitroporfiros)

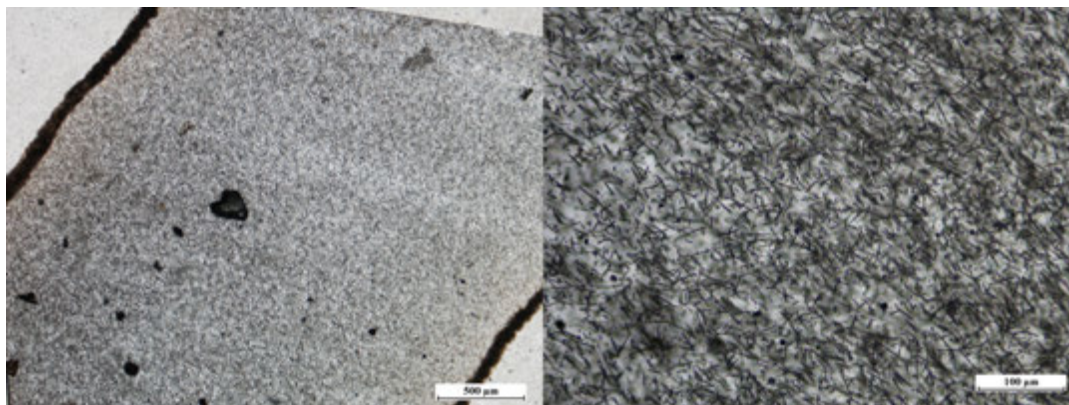
A fenokristályok mellett az egész alapanyag kőzetüvegből áll. A riolit szövettípusa.



III.270. ábra – Vitrofiros szövet riolitban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Hialinos

Az egész kőzet kizárólag kőzetüvegből áll. A különböző üveges riolitváltozatok (obszidián, perlit, szurokkő, horzsakő) szöveti típusa.

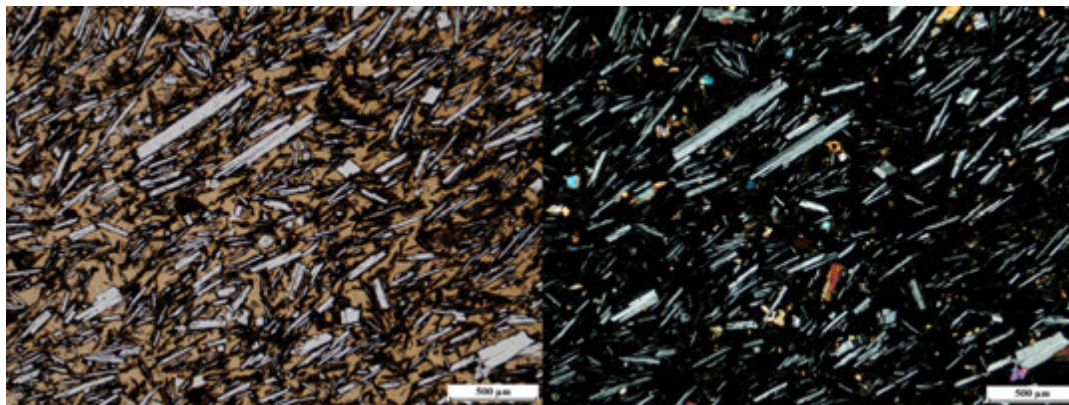


III.271. ábra – Hialinos szövet minoszi obszidiánban. Mindkét fotó egy nikollal készült.

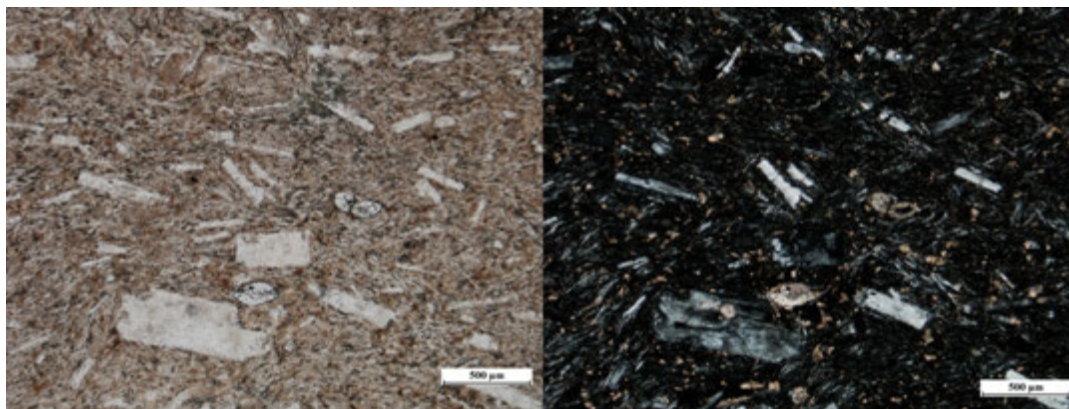
Trachitos

Az alapanyag földpát lécei párhuzamos vagy közel párhuzamos elrendeződésűek, illetve - amennyiben vannak - a fenokristályok körül kanyarognak, azokat mintegy "körülfoltyják". Elsősorban a trachit, másodsorban bármely vulkáni, folyásos képződésű kőzet szöveti típusa. (A porfíros holokristályostól a hialopilitésig előfordulhat.) Ritkábban a kőzet nem tartalmaz fenokristályt (ez elsősorban teléres kőzetváltozatoknál fordul elő).

Megjegyzés: A szövetnév önállóan nem használatos, hanem valamelyik vulkáni kőzetre jellemző szövettypus kiegészítéseként (pl. porfíros pilotaxitos, trachitos)



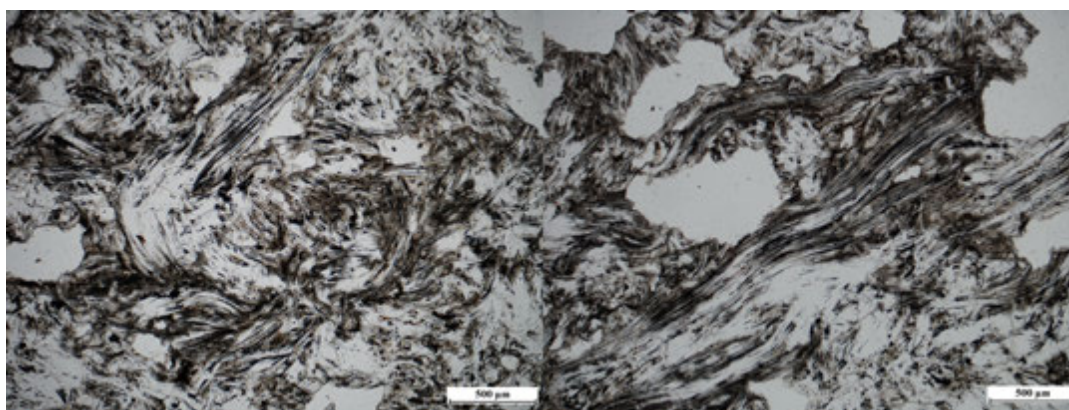
III.272. ábra – Trachitos szövet a Teleki vulkán trachibazaltjában. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.



III.273. ábra – Trachitos szövet a Szamár-hegyi fonolitban (Mecsek-hegység). Balra egy, jobbra keresztezett nikollokkal.

Horzsaköves

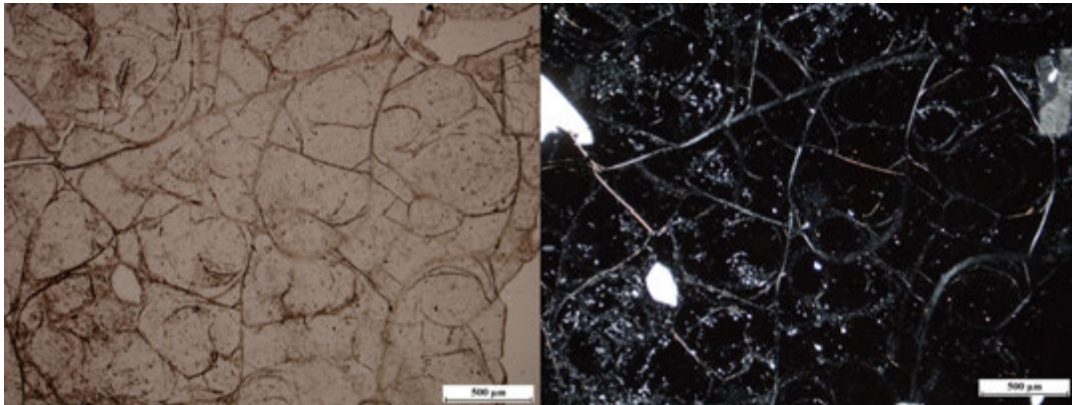
A kizárólag kőzetüvegből álló alapanyag közel párhuzamos elrendeződésű vékonyfalú csövecskékből áll, melyek belül teljesen üresek. Savanyú vulkáni kőzetek bizonyos típusára (horzsakő) jellemző. Kialakulásának oka, hogy a savanyú olvadékból az illók eltávózása után a nagy viszkozitás és a viszonylag gyors lehűlés-megdermedés miatt az illók távozási nyomvonalai nem tudott összezáródni.



III.274. ábra – Horzsaköves szövet a Kemence-patak riolitjában (Tokaji-hegység). Mindkét fotó egy nikollal készült.

Perlites

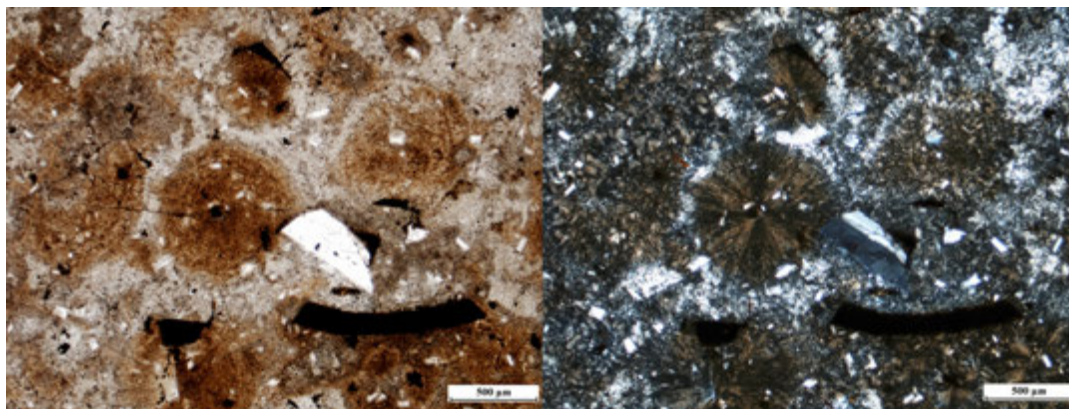
A kőzetüvegből álló alapanyag gömbhéjas szerkezetű kis gömböcskékből áll, mely elsősorban a hűlés következtében bekövetkező összehúzódás révén alakul ki. Savanyú vulkáni kőzetek bizonyos típusára (perlit) jellemző.



III.275. ábra – Perlites szövet a tállyai riolitban (Tokaji-hegység). Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Szferolitos

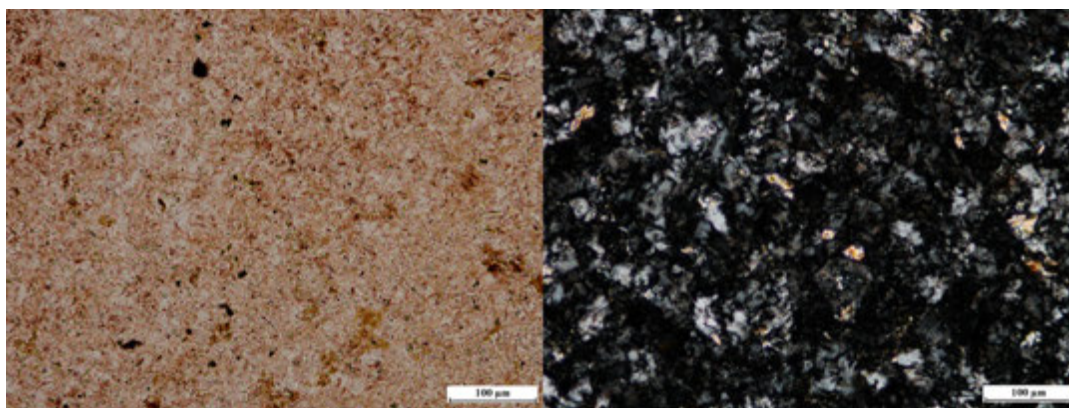
Gömb vagy közelítően gömb alakban, vékony szálak-tűs kristályok (elsősorban földpátok) sugárirányú (radiális) elrendeződése, melyek valamilyen kristálygóc, vagy kis üreg köré nőttek. Kialakulása a kőzetüveg defitifikációja (átkristályosodása) következtében történik, vagyis elsősorban savanyú vulkáni, üveges kőzetekben (riolit) fordul elő. Másik képződési módja, amikor nagyon gyors kihűlésű láva (pl. tenger alatti lávaömlés) szegélyén a gyors kihűlés következtében a kristálygócok köré a fent leírt elrendeződésű kristályok válnak ki.



III.276. ábra - Szferolitos szövet a gyöngyössolymosi Kis-hegy riolitjában. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Felzites

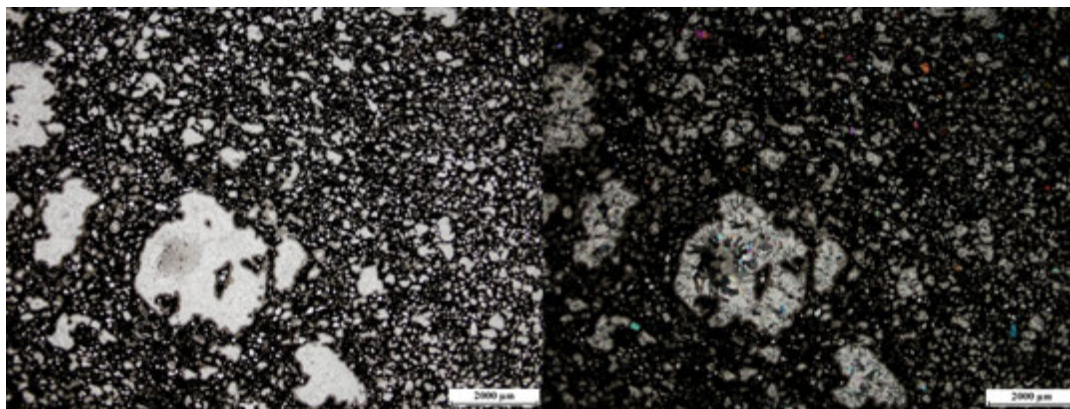
Az alapanyagában nagyon finomszemcsés, mozaikos megjelenésű, általában csak szintelen elegyrészekből (földpát és kvarc) álló szövettípus. Gyakran fordul elő a szferolitos szövettípussal együtt, de ilyenkor általában a szferolitok kialakulása az elsődleges folyamat. Nagyon gyors túlhűlés illetve átkristályosodás következtében alakulhat ki. Savanyú vulkáni, általában idős (kainozoikum előtti) kőzetekben (pl. riolit, metariolit [kvarckeratofir]) fordulhat elő.



III.277. ábra – Felzites szövet riolitban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Mandulaköves (amigdaloidális)

Másodlagos ásványokkal (klorit, kvarc, karbonát, zeolit stb.) kitöltött gömb vagy közelítően gömb alakú hólyagüregeket tartalmazó kőzet. Uralkodóan bázisos, tenger alatti kiömléssel képződött kőzetekben alakulhat ki. A magmában előforduló illók a gyors hűlés során robbanásszerű hevességgel távoznak, mintegy felfújják az éppen megszilárduló magmát, az hólyagüreges kőzetként szilárdul meg, és a hólyagüregek vagy e folyamat során vagy utólagos folyamatok révén töltődnek ki másodlagos ásványokkal.

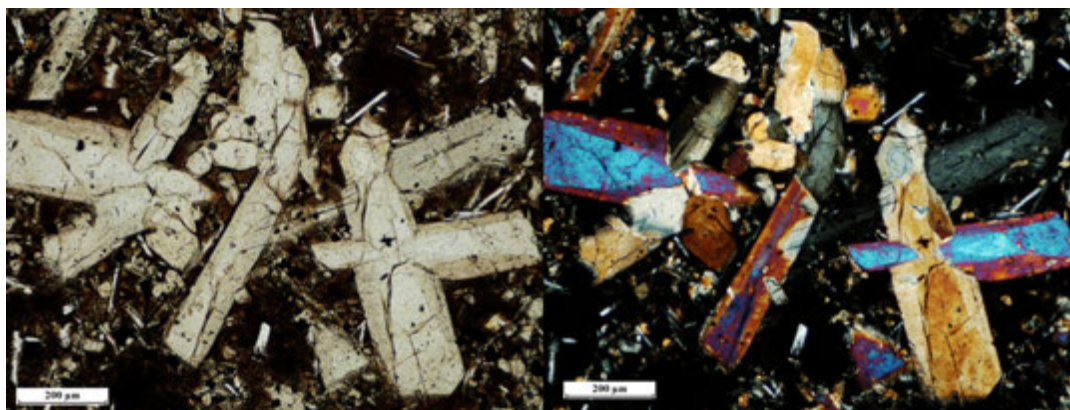


III.278. ábra – Mandulaköves szövet itkei bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Glomeroporfíros (kumuloporfíros)

A finomszemcsés mátrixban fenokristály aggregátumok alakulnak ki. Az aggregátumban levő kristályok összetétele azonos a kőzet más részén önállóan előforduló fenokristályok összetételével.

Megjegyzés: A szövetnév önállóan nem használatos, hanem valamelyik vulkáni kőzetre jellemző szövettípus kiegészítéseként (pl. porfíros pilotaxitos, glomeroporfíros).

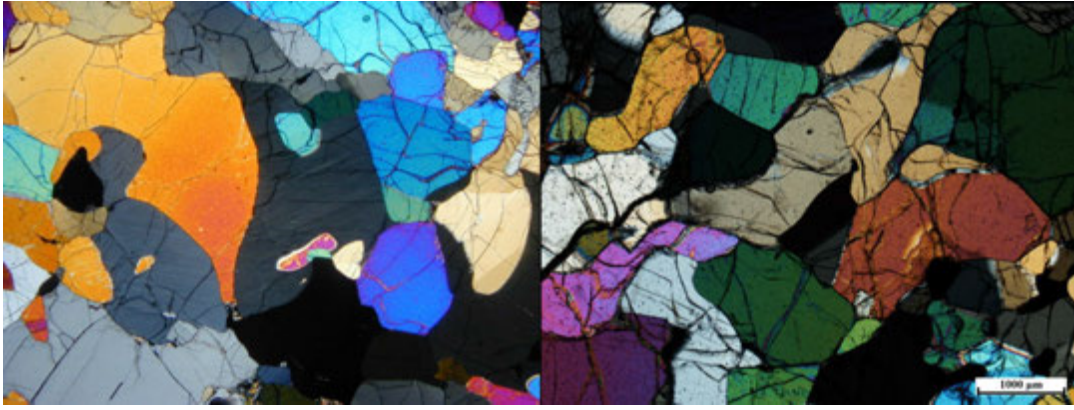


III.279. ábra – Klinopiroxének alkotta glomeroporfíros szövet a steinbergi bazaltban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

ULTRABÁZITOK SZÖVETTÍPUSAI

Protogranuláris

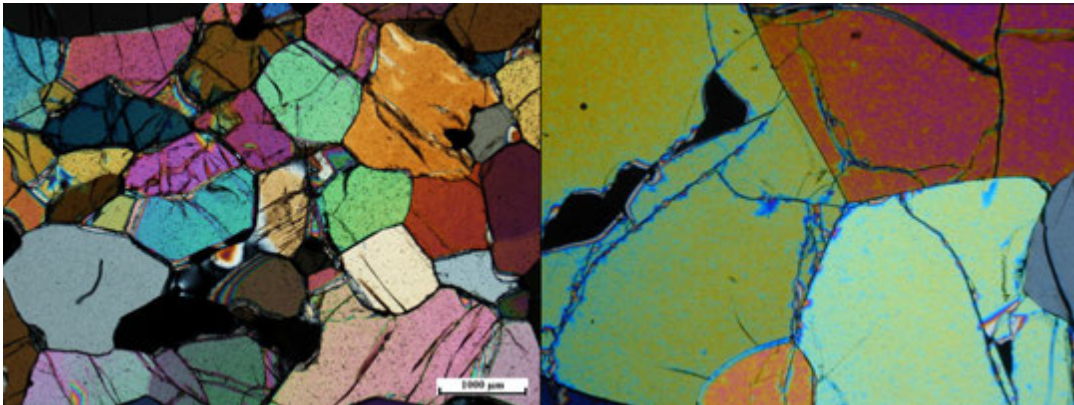
Általában durvaszemcsés, nem palás szövettípus. A kőzetalkotó ásványszemcsék szinuszos, gyengén hajladozó határvonallal érintkeznek egymással, illetve azok mentén nőttek össze. A földköpeny-eredetű peridotit xenolitok ősi, nem deformált szöveti típusa.



III.280. ábra – Protogranuláris szövetű peridotit a líbiai Al-Haruj vulkáni terület bazaltjaiban előforduló ultramafikus xenolitokban. Keresztezett nikolokkal készített fotók.

Ekvigranuláris-mozaikos

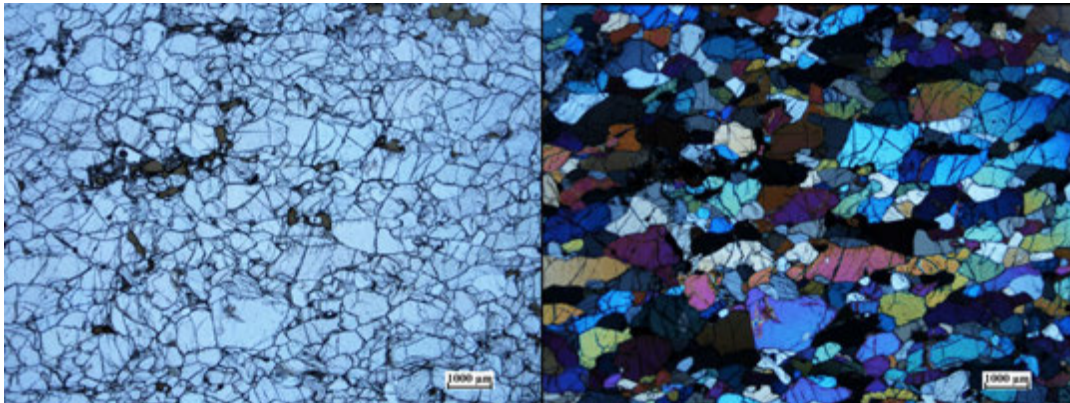
Nem, vagy csak gyengén palás szövettípus. A közel azonos méretű poligonális, izometrikus szemcsék egyenes vagy csak alig görbült határok mentén érintkeznek egymással, a határvonalak közel 120° -os szögben találkoznak egymással (egyensúlyi körülmények közötti kristályosodást jelezve). A földköpeny-eredetű peridotit xenolitok deformált, átkristályosodott, egyensúlyi szöveti típusa.



III.281. ábra – Ekvigranuláris szövet 120 fokos hármaspontokkal a líbiai Al-Haruj vulkáni terület bazaltjaiban előforduló ultramafikus xenolitokban. Keresztezett nikolokkal készített fotók.

Ekvigranuláris-táblás

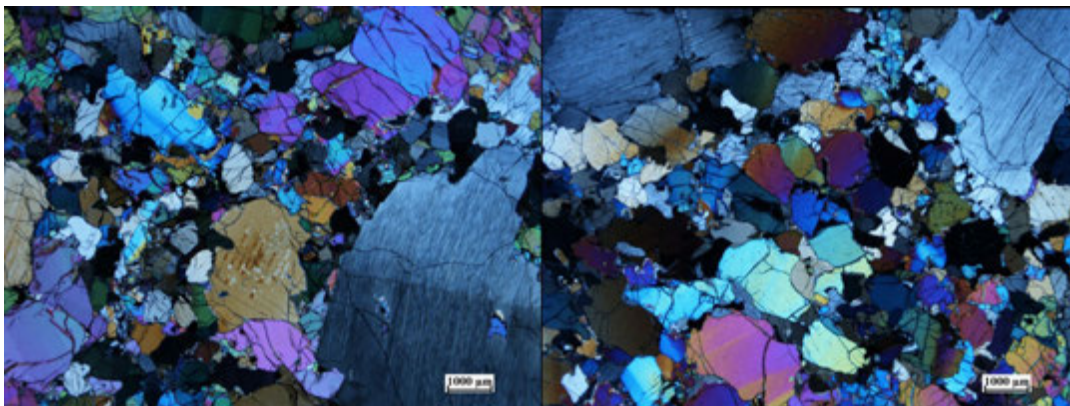
Gyengén palás szövettípus, nyúlt, deformált poligonális szemcsék orientáltan sávokba rendeződnek. A földköpeny-eredetű peridotit xenolitok erősebben deformált, átkristályosodott szöveti típusa.



III.282. ábra – Ekvigranuláris táblás szövet a líbiai Al-Haruj vulkáni terület bazaltjaiban előforduló ultramafikus xenolitokban. Balra egy, jobbra keresztezett nikolokkal.

Porfiroklasztos

Nem, vagy gyengén palás szövettípus, kétmaximumos szemcseeloszlással. A nagyobb méretű, deformált porfiroklasztokat ugyanolyan összetételű és megjelenésű szemcsékből álló finom szemcsés mátrix veszi körül. A földköpeny-eredetű peridotit xenolitok deformált, átkristályosodott szöveti típusa.



III.283. ábra – Porfiroklasztos szövet a líbiai Al-Haruj vulkáni terület bazaltjaiban előforduló ultramafikus xenolitokban. Keresztezett nikolokkal készített fotók.

III.9. Vulkanári törmelék képződmények makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata, genetikai besorolása

A robbanásos vulkáni kitérések során egy változatos eredetű kőzetdarabokból álló üledék jön létre, aminek **tefra** a neve. A kitérés anyagában nem csak a magma szétszakadt foszlányai lehetnek jelen, hanem belekerülhetnek a mellékkőzet darabjai is, sőt nem ritkán a felszínen lévő kőzetanyag is. A tefra tehát egy rendkívül heterogén üledék, amelynek alkotói különböző eredetűek és különböző szemcseméretűek. Ennek pontos leírása segíthet a vulkáni kitérés folyamatának megértésében. A piroklasztitok leírása esetében fontos kettéválasztani a tisztán **leíró, kőzettani jellegű** és a **genetikai** osztályozást. Az első esetben pusztán a megfigyelt jellegek alapján nevezzük el a képződményt, míg a második esetben már értelmezés is került az elnevezésbe. Továbbá, a piroklasztitok teljes körű leírásában

nem hagyhatjuk figyelmen kívül az üledékszerkezeti jellemzőket sem, mint például a rétegvastagság, belső rétegzés, osztályozottság stb.



III.284. ábra – Balra: vékony tefra réteg borítja be egy Etna közeli település utcáját a vulkán paroximális kitörése után (Fotó: Boris Behncke). Jobbra: blokkokból álló tefra a hawaii Kilauea kalderában (1924-es freatikus kitörés anyaga; (Fotó: Harangi Szabolcs)

Mielőtt a leíró, közzétani vizsgálati szempontokat és besorolási rendszert ismertetjük, lényeges egy genetikai szempontú általános nevezéktani szabályt lerögzíteni. Ebben a fő szempont a keletkezés módja, azaz elsődlegesen, vulkáni kitörési folyamathoz köthetően jött létre a képződmény vagy másodlagosan, azaz felszíni áthalmozással keletkezett a törmelékes kőzet.

A robbanásos vulkáni működés során létrejött üledékből, azaz a tefrából kialakult kőzetet **piroklasztit**nek nevezzük. Nem minden vulkáni törmelékes kőzetet nevezhetjük piroklasztitnak, csak az elsődleges, robbanásos vulkáni működéssel keletkezett képződményt. Ezen kívül vannak további elsődleges folyamatok, amelyek vulkáni törmelékes kőzetet hozhatnak létre. Viszkózus lávafolyások felszínén gyakori a feltöredezés, sőt van, amikor egykori lávafolyásokból csak a láva kisebb-nagyobb darabjaiból álló tömeg marad meg, a koherens, tömeges lávakőzet nem. Ezt a törmelékes képződményt **autoklasztit**nek nevezzük. Egy speciális kialakulási folyamat a túlnyomórészt víz alatti környezetben végbemenő, a felszínre kerülő láva felaprózódása. Ez sok esetben kőzetüveges törmelékanyagot eredményez, aminek kőzetté vált képződményét **hialoklasztit**nek nevezzük. Végül, egy speciális vulkáni törmelékes képződmény a **peperit**, ami forró magma és nedves, még konszolidálatlan üledék keveredése során alakul ki. Ezeknek az elsődleges vulkáni kőzeteknek a felismerése és elkülönítése többnyire a terepen és petrográfiai vizsgálatokkal megtehető, bár a durvaszemcsés piroklasztitok és autoklasztitok elkülönítése egyes esetekben nem feltétlenül egyértelmű.



III.285. ábra – Piroklasztit rétegsor a Ság-hegyen (Fotó: Harangi Szabolcs)



III.286. ábra – Piroklasztit réteg közeli képe a Kissomlyón (Fotó: Harangi Szabolcs)



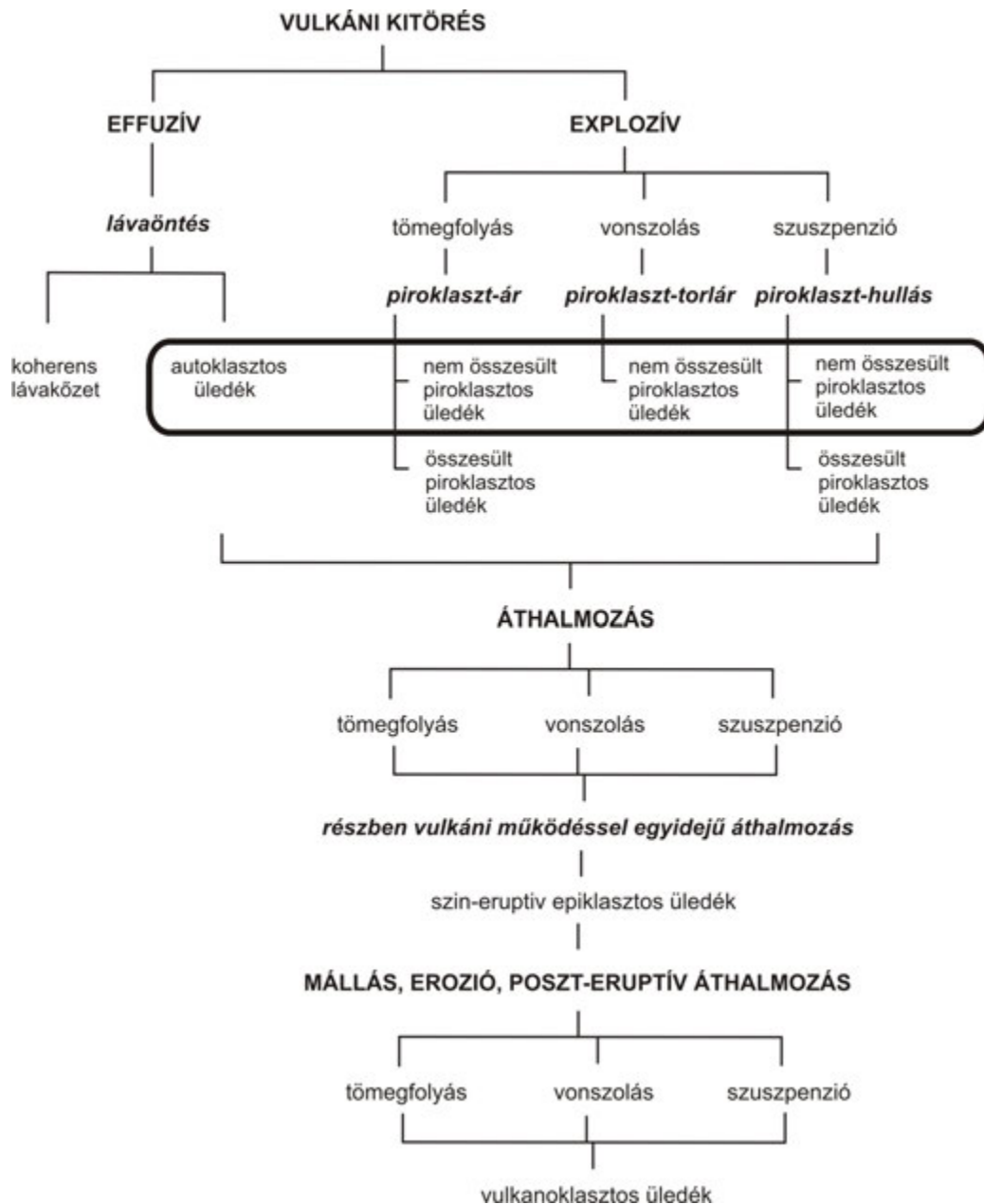
III.287. ábra – Autoklasztos réteg az Etna 1992-es lávafolyásán és autoklasztit koherens lávakőzet alsó részén (Fuerteventura; Fotók: Harangi Szabolcs)



III.288. ábra – Peperit a Hajagoson: bazaltos láva és finomszemcsés üledék keveredése (Fotók: Harangi Szabolcs)

Amennyiben a vulkáni törmelékes kőzet másodlagos, azaz felszíni áthalmazással jött létre vagy kialakulását tekintve nem vagyunk biztosak az elsődleges eredetben, akkor a **vulkáni törmelékes kőzet** vagy **vulkanoklasztit** elnevezést kell használnunk.

Ezek az elnevezések tehát genetikai értelműek, azaz használatuk során jelezzük azt is, hogy a kőzet kialakulását tekintve ismerjük az eredetét.



III.289. ábra – Vulkáni képződmények genetikai szemléletű osztályozása McPhie et al. (1993) nyomán. A bekeretezett képződmények az elsődleges vulkanoklasztos képződmények, az ebből létrejövő kőzeteket nevezzük autoklasztitnak, illetve piroklasztitnak

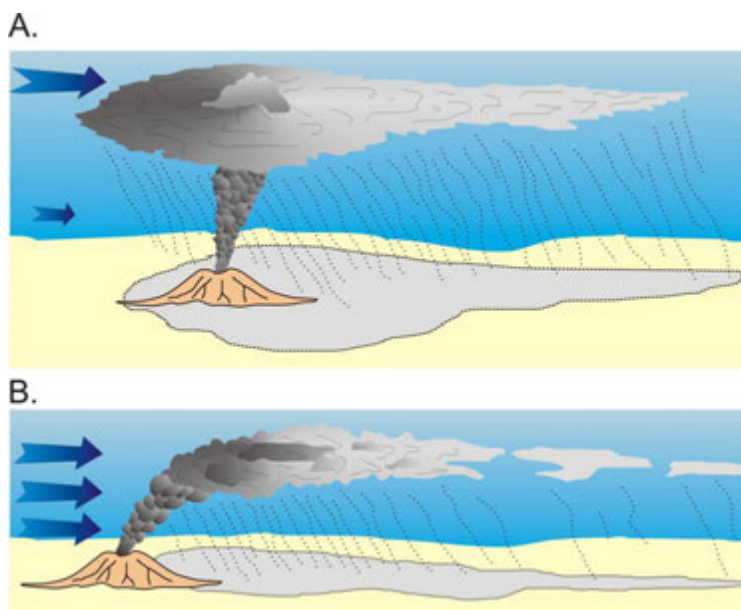
Mielőtt a vulkáni törmelékes kőzetek leíró jellemzését, besorolási elveit ismertetjük, röviden összefoglaljuk e képződmények genetikai alapú osztályozását. Részletes vulkanológiai leírás az ajánlott szakkönyvekben olvasható. A piroklasztitok genetikai osztályozása alapvetően a szállítás és leülepedés módján alapul, ami szorosan tükröződik a vulkáni képződmény terepi, rétegtani megjelenésében, és ami alapján következtethetünk a robbanásos vulkáni kitérés mechanizmusára.

Mindezek alapján a piroklasztos üledékeket, illetve piroklasztitokat két nagy csoportba sorolhatjuk:

1. Hullott vagy szórt piroklasztos üledékek és piroklasztitok
2. Piroklaszt sűrűségárok

A hullott vagy szórt piroklasztos üledékek és piroklasztitok komponensei jellemzően kitérés felhőből gravitációsan hullva kerülnek a felszínre és alkotnak rétegeket. A lerakódás függ az uralkodó széliránytól is, ami nagymértékben

befolyásolja a tefra elterjedését és hozzájárul a szemcseméret szerinti osztályozáshoz. Ebből kifolyólag ezek a képződmények lepelszerűen borítják be a felszínt, egyenletes vastagságban a mélyedéseket és kiemelkedéseket és gyakran párhuzamos belső rétegzést mutatnak. A vulkáni törmelékek alapvetően hasonló méretűek, azaz jól osztályozottak. Maga a robbanásos kitörés nagyon változatos lehet, a lávaszökőkút kitérésétől a több kilométer magasba emelkedő vulkáni hamufelhőig.



III.290. ábra – Robbanásos kitörés során a hullott piroklasztos üledék területi elterjedését nagy mértékben befolyásolja az uralkodó szélirány.



III.291. ábra – Robbanásos kitörés típusai: hawaii-típusú lávaszökőkút (Fotó: USGS) és pliniusi kitörési hamufelhő (Redoubt vulkán 1990. április 21-i kitörése; Fotó: R. Clucas).



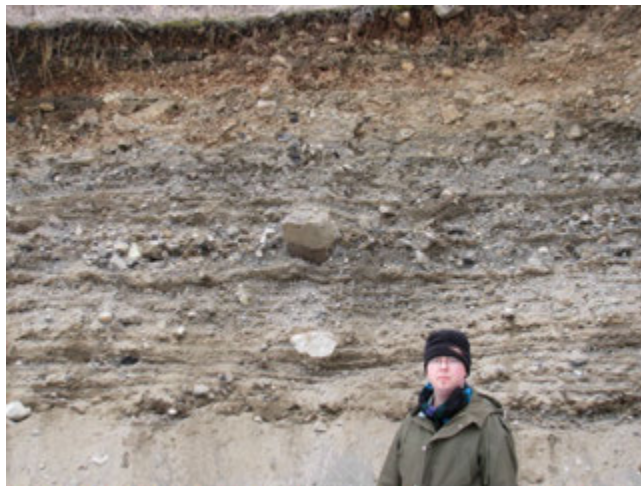
III.292. ábra – Robbanásos kitörés típusai: freatomagmás kakastaréj hamukilövellés (Ambae, fotó: Németh Károly) és vulcanoi-típusú hamuszökőkút (Sakurajima; fotó: Martin Rietze) kitörés.



III.293. ábra – Hullott piroklosztos rétegek (balra: Curvas del Pastel, Tenerife; jobbra: Kézdivásárhely; fotók: Harangi Szabolcs).



III.294. ábra – Freatomagmás robbanásos kitörés során kialakult tufa és lapillitufa/lapillikő rétegek váltakozásából álló rétegsor (Ság-hegy; fotó: Harangi Szabolcs)



III.295. ábra – Freatikus kitörés gyengén rétegzett, rosszul osztályozott, sok idegen törmelékkel (litoklasztot) tartalmazó képződménye (Dobogó, Cseres-hegység, Szlovákia; fotó: Harangi Szabolcs)

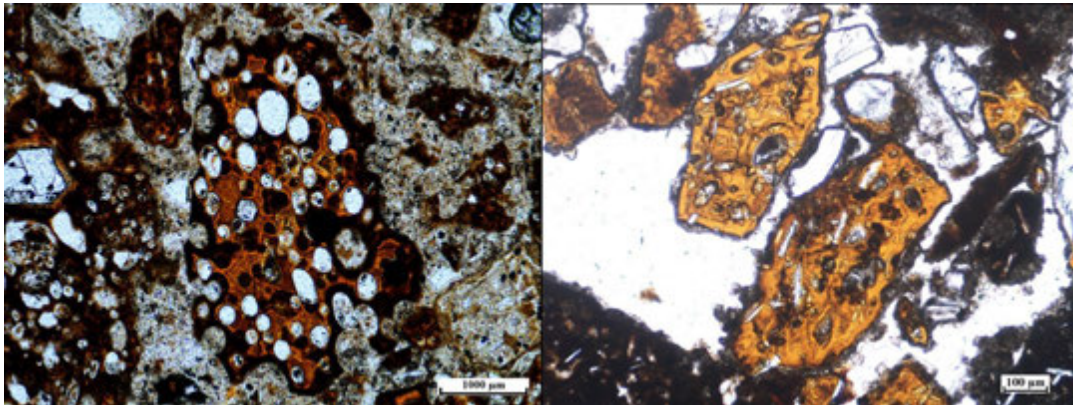
A robbanásos kitörés oka kétféle lehet:

1. Magmás robbanásos

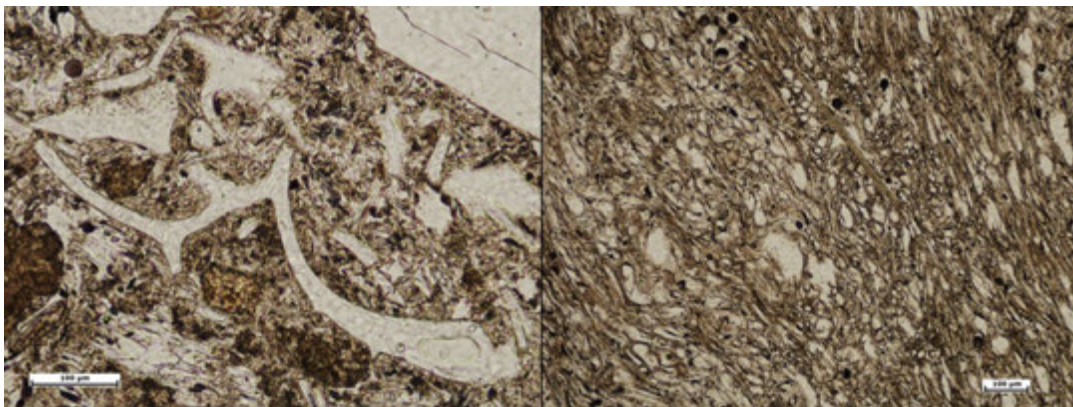
2. Freatikus és freatomagmás

Magmás robbanásos kitörés esetében az alapvető ok a magmában lévő illók nyomáscsökkenés (magma felemelkedés) vagy kristályosodás hatására történő kiválása. A gázbuborékok növekvő belső nyomása végül a magma kirobbanását okozza. Ennek megfelelően a piroklasztok általában hólyagüregesek és karéjos pereműek, többnyire a juvenilis törmelékek uralkodnak.

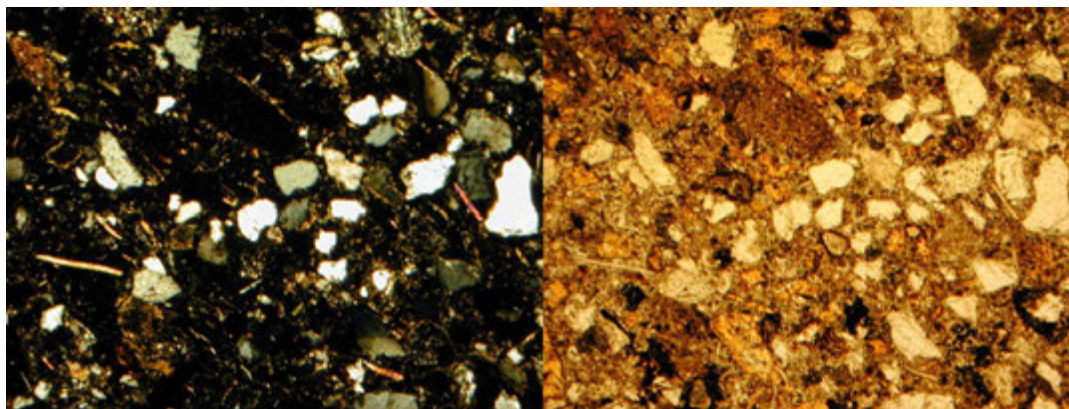
Freatikus vagy freatomagmás kitörés esetében a mozgatórugó a forró magma és víz vagy vizes üledék keveredése. Ez a kölcsönhatás nagyon heves robbanásos láncreakciót okoz, ami a magma és a környező kőzetek apró szemcsékre való szétesését eredményezi. Ebben az esetben a piroklasztok általában szögletes törésűek és nem tartalmaznak hólyagüregeket, továbbá gyakoriak a litoklasztok és xenokristályok.



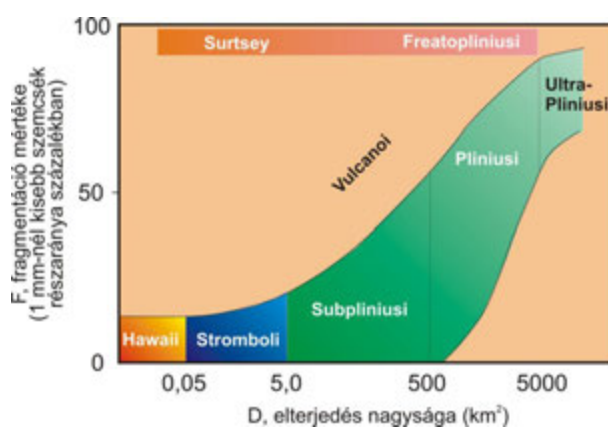
III.296. ábra – Különböző megjelenésű piroklasztok (üvegszilánkok) mikroszkópos képe (egy nikolos felvételek): balra erősen hólyagüreges, magmás robbanásos kitörés során képződött hamuszemcse, jobbra pedig freatomagmás kitörés során kialakult szögletes szideromelán szilánkok (Ság-hegy)



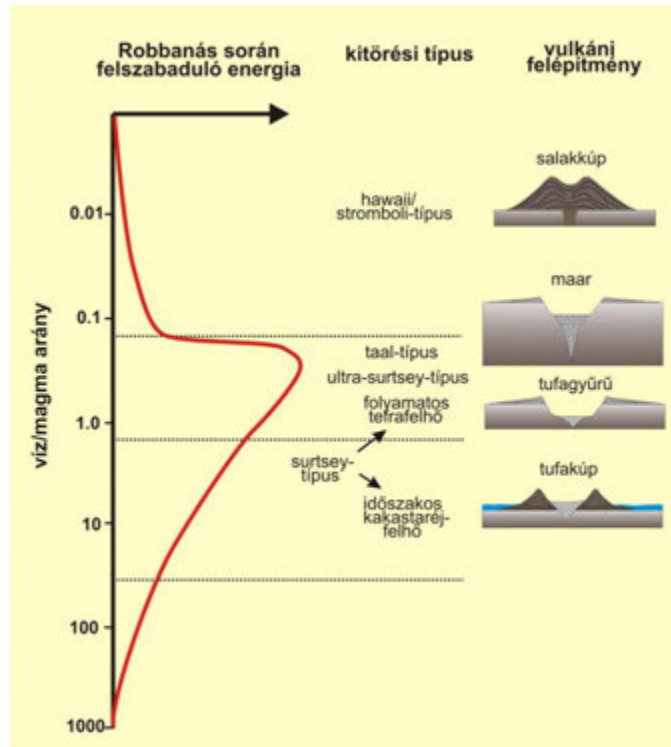
III.297. ábra – Magmás robbanásos kitörés során létrejött karéjos üvegszilánkok és erősen hólyagüreges horzsakő mikroszkópos képe (egy nikolos felvételek; Tar).



III.298. ábra – Uralkodóan kvarc és muszkovit kristályok (xenokristályok) alkotják a Ság-hegy freatomagmás tufarétegét, ami a forró magma és konszolidálatlan vízzel telített homokos üledék keveredésére utal. Egy nikolos mikroszkópos kép.



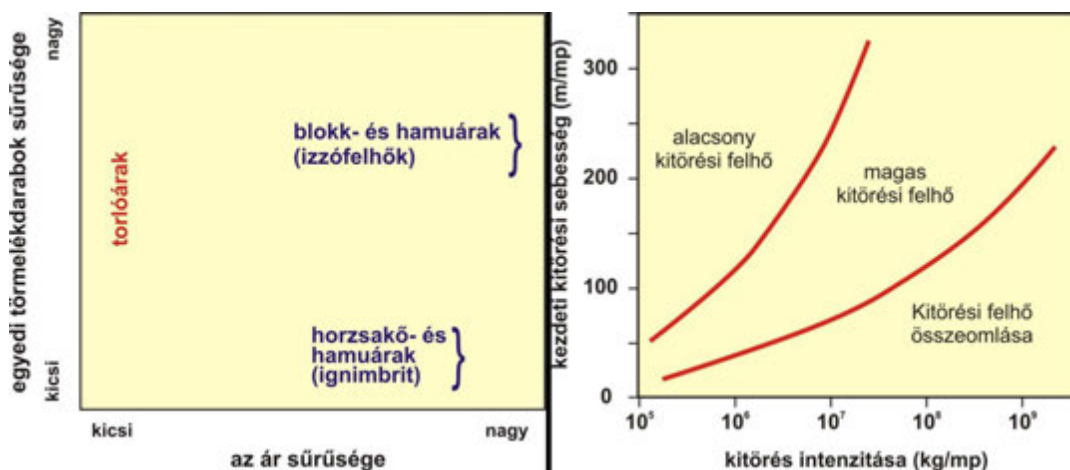
III.299. ábra – A robbanásos kitörések típus szerinti besorolása a hullott piroklasztos üledék területi elterjedése és jellemző szemcsemérete – fragmentáció mértéke - alapján (G.P.L. Walker osztályozási elve szerint)



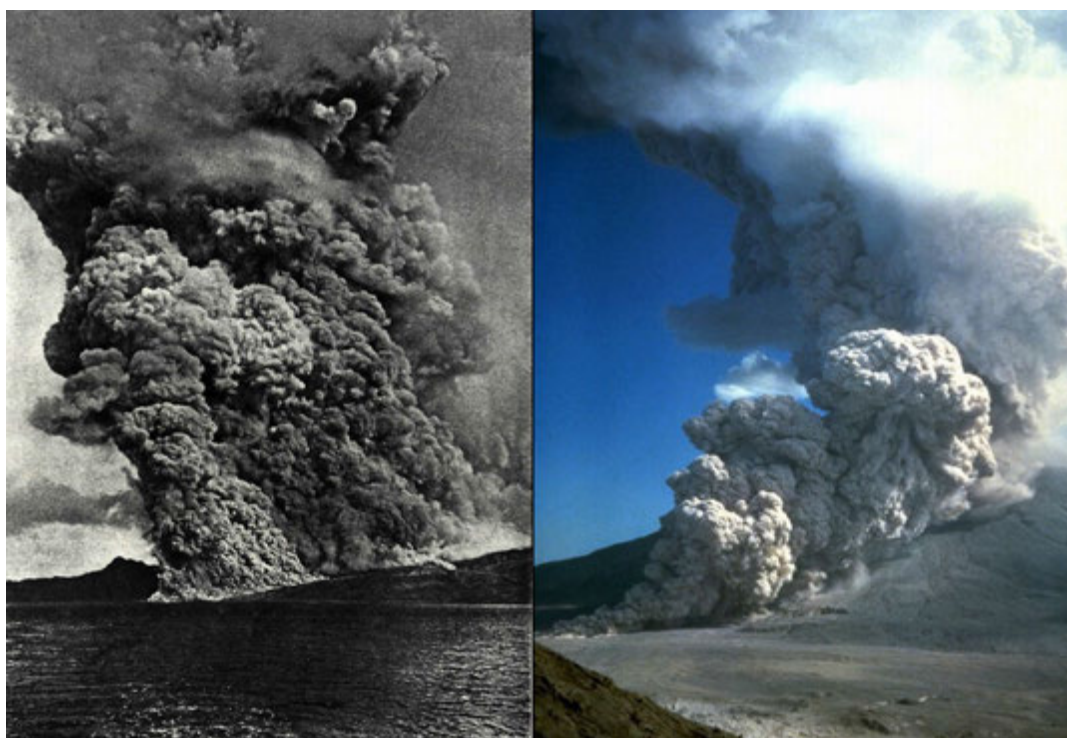
III.300. ábra – A freatomagmás kitörés típusai a keveredő víz és magma aránya szerint, továbbá a kapcsolódó jellemző vulkáni felépítmény.

A hullott/szórt piroklasztos képződményeket az uralkodó komponens alapján nevezik el, pl. horzsaköves hullott tefra vagy tufa, litoklasztos blokk-tartalmú lapillitufa stb.

A piroklaszt sűrűségárak a felszín közelében mozgó, gravitáció által hajtott, gázokból és szilárd törmelékekből álló áradatok, amelyeket a gáztartalom, azaz az ár sűrűsége alapján osztályozunk tovább piroklaszt-árra, illetve piroklaszt-torlóárra, ezeket pedig az egyedi törmelékdarabok sűrűsége alapján lehet tovább felosztani. A tömött, nagy sűrűségű blokkokból álló piroklaszt-ár üledékeket blokk- és hamuárnak nevezik, míg a kis sűrűségű törmelékekből álló piroklaszt-árnak horzsakő- és hamuár a neve. Ennek üledékét ignimbritnek hívják. A piroklaszt-árak jellemzően domborzati mélyedésekben, azaz völgyekben zúdulnak le, a komponensei törmelékfolyással szállítódnak. Ennek megfelelően e képződmények elterjedését az egykori völgyek határozzák meg és a völgyek alakzatától függően vastagságuk akár több tíz, esetenként több száz méter is lehet. A rétegek tömeges felépítésűek, a törmelékek pedig jellemzően rosszul osztályozottak, azaz különböző szemcseméretű darabok vannak egymás mellett. A piroklaszt-torlóárakban ezzel szemben turbulens, vonszolós szállítás zajlik, némileg hasonlóan, mint a folyóvizekben. Üledékeik szintén a domborzati mélyedésekben halmozódik fel elsősorban, azaz a híg ár átcsaphat a völgyoldalon is, ahol mozgása kiszámíthatatlanná válik. Mind a piroklaszt-árak, mind a piroklaszt-torlóárak rendkívül energetikusak, és különösen a piroklaszt-árak minden útjukba kerülőt letarolnak. Sebességük akár jóval meghaladhatja a 100 km/óra értéket. A sűrűségárak hőmérséklete változó lehet, akár elérhetik az 500-600 fokok hőmérsékletet is. Amennyiben egy ilyen ár nagy mennyiségű üledéket rak le, akkor különösen szilíciumgazdag magmák kitöréséhez kapcsolódó ignimbritek esetében az üvegszilánkok és a horzsakövek ellapulhatnak és összehegedhetnek, amit összesülésnek nevezünk. Ezekben a képződményekben ellapult fiamme figyelhető meg. A nagy hőmérsékletű blokk- és hamuárak neve izzófelhő. A piroklaszt-sűrűségárak lávadómok vagy kitörési felhő összeomlása során alakulnak ki. Az utóbbiak akkor következnek be, amikor a kitörési felhő sűrűsége hirtelen megnő, azaz egyszerre nagy mennyiségben robbannak ki nehéz közettörmelék darabok.



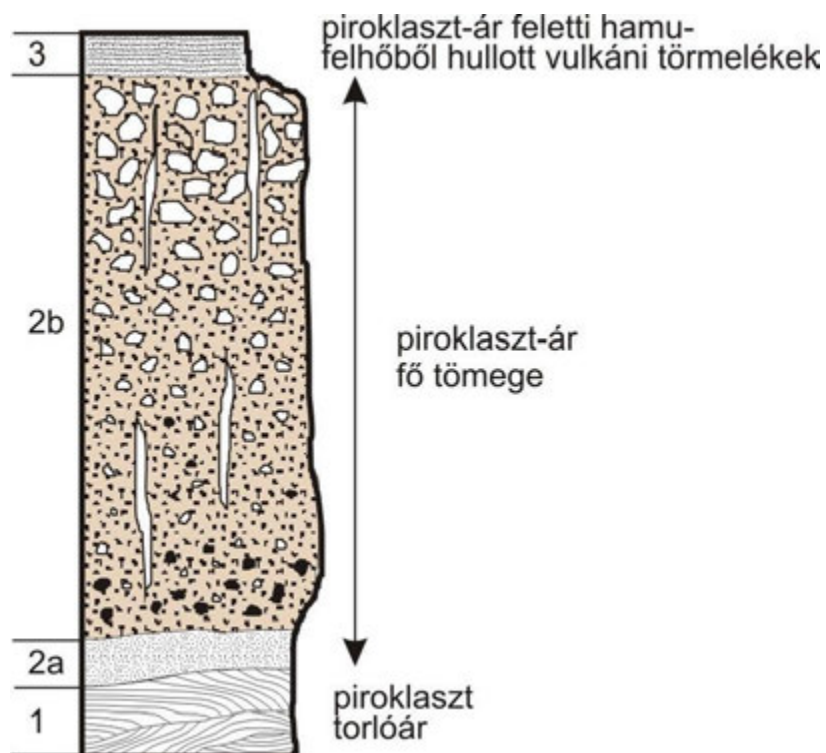
III.301. ábra – Piroklaszt-sűrűségárák osztályozása az ár, illetve az egyedi törmelékdarabok sűrűsége alapján (balra) és kitörési felhő összeomlásának kulcstényezői.



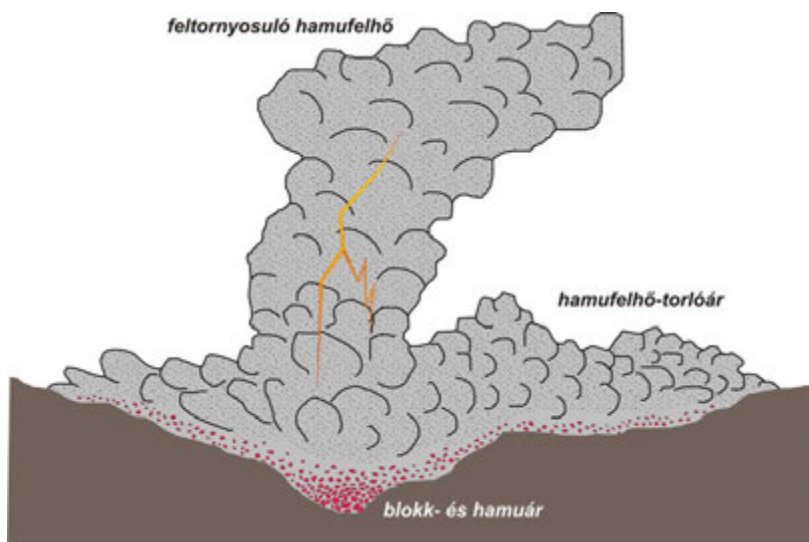
III.302. ábra – Piroklaszt-sűrűségárák: balra a Mt. Pelée 1902-es kitöréséhez, lávadóm robbanásos összeomlásához kapcsolódó izzófelhő (Fotó: Alfred Lacroix), jobbra a Mt. St. Helens 1980. májusi kitörése során, a kitörési felhő összeomlásából kialakuló piroklaszt-ár látható (fotó: Peter W. Lipman, USGS)



III.303. ábra – Vastag, tömeges ignimbrít (Eger; balra) és horzsaköves piroklaszt-ár (ignimbrít) közeli képe: rosszul osztályozott, tömeges felépítésű piroklasztit (Tibolddaróc, Bükkalja; fotók: Harangi Szabolcs).



III.304. ábra – Horzsakő- és hamuár üledék (ignimbrít) jellemző szerkezeti felépítése, a különböző sűrűségű törmelékdarabok elkülönülése.



III.305. ábra – Izzófelhő (blokk- és hamuár) elvi keresztmetszévénye. A piroklaszt-ár üledék a völgyben rakódik le, oldalirányba hamufelhő-torlóár csaphat ki.



III.306. ábra – Turbulens, vonszolódásos szállításra utaló keresztarétegzett tufa rétegek, piroklaszt-torlóárak képződményei (Tihany, Barátlakások; fotó: Harangi Szabolcs)

A piroklaszt-torlóárak eredetük szerint lehetnek (1) alapi torlóárak, amelyek többnyire freatomagmás kitérés felhők alján, gallérszerűen terjednek szét; (2) felszíni torlóárak, amelyek piroklaszt-árak frontján ágaznak ki; és (3) hamufelhő torlóárak, amelyek piroklaszt-árak oldalsó pereméből, a felhígult árból jönnek létre.

Robbanásos vulkáni kitörések jellemzői:

| Vulkáni kitörés típusa | Kitörés lefolyása | Piroklasztos képződmény | Jellemző vulkáni forma |
|----------------------------------|--|---|--|
| hawaii-típus | lávazökőkút, lávafröccs | összesült lávafröccs, salak, Pele könnye, Pele haja, reticulit | lávaföccs-kúp, lávafröccs-sánc |
| izlandi-típus | hasadékvulkáni lávafüggöny, majd lávaszökőkút kitörések, illetve jégalatti kitörések, jökulhlaup (jeges iszapár) | összesült lávafröccs, hialoklasztos tufa, palagonitos tufa | lávaföccs-kúp, lávafröccs-sánc, tuya |
| stromboli-típus | periodikusan ismétlődő lávatűzijátékszerű kitörések | bazalt salak | salakkúp |
| subpliniusi-típus | folyamatos vulkáni hamu kiáramlás, több kilométer magas hamufelhő | horzsaköves tufa és lapillitufa rétegek | robbanásos kráter |
| pliniusi- és ultrapliniusi-típus | folyamatos vulkáni hamu kiáramlás, több mint 20 kilométer magas hamufelhő, kapcsolódó piroklaszt-árak | horzsaköves tufa rétegek és kapcsolódó ignimbrit | robbanásos kráter, kaldera |
| vulcanoi-típus | rövid, ágyúlövészerű kitörés, hamuszökőkút, 5-10 km magas hamufelhő, kapcsolódó izzófelhők | robbanásos blokk-gazdag (kenyérbombák), osztályozatlan üledék a kürtő néhány km-es körzetében, vékony hamurétegek, blokk- és hamuár, valamint piroklaszt-torlóár üledékek | robbanásos kráter |
| pelée-típus | lavadóm-kitüremkedés és gyakori izzófelhők ismétlődő vulcanoi-típusú kitörésekkel | kapcsolódó blokk- és hamuár, piroklaszt-torlóár üledékek, vékony piroklaszt-ár vulcanoi-típusú hamuüledék | völgykitöltő üledékek |
| surtsey-típus | ismétlődő hamukilövellések és hamukiáramlás, fehér gőzhehővel, gallérszerűen szétterjedő alapi torlóár | kakastaréjszerű tufa és folyamatos váltakozása | tufa és lapillitufa/lapillikő tufagyűrű, tufakúp |
| taal-típus | litoklaszt-gazdag kilövellések, 1-2 km magas hamufelhő, gallérszerűen szétterjedő alapi torlóár | litoklaszt-gazdag piroklaszt-ár üledékek | üledékek, maar üledékek |

A vulkáni törmelékes kőzetek leíró, azaz közettani besorolása csak a megfigyelt jellegeken alapul, azaz a következő tulajdonságokon:

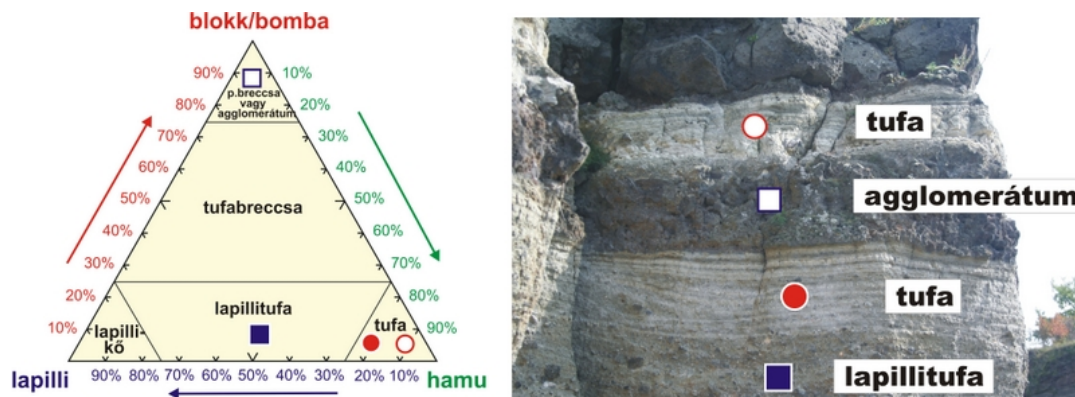
1. szemcseméret
2. jellemző törmeléktípusok (komponensek)
3. litofácies (üledékes megjelenés)
4. átalakulás

Ez azt jelenti, hogy általában nem adjuk jelzőként hozzá a kőzetnevet, csak akkor, amennyiben az egyértelmű (pl. vékonyan rétegzett üvegszilánkos bazalttufa). Az elnevezéshez segítséget adó kategóriák a következők:

Szemcseméret szerinti elnevezések elsődleges vulkanoklasztos képződmény esetében:

Elsődleges vulkáni törmelékek és törmelékes kőzetek szemcseméret szerinti nevezéktana:

| Szemcseméret [mm] | Vulkáni törmelék (piroklaszt) | Vulkáni törmelékes kőzet (piroklasztit) |
|----------------------|----------------------------------|---|
| >64 | blokk vagy bomba | piroklaszt breccsa vagy agglomerátum |
| 2 - 64 | lapillus/lapilli | lapillikő |
| < 2 | hamu | tufa |
| 2 – 1/16 | durvahamu | durvaszemcsés tufa |
| <1/16 | finomhamu | finomszemcsés tufa |



III.307. ábra – Példa elsődleges vulkanoklasztos képződmények (piroklasztitok) besorolására (Ság-hegy; fotó: Harangi Szabolcs)



III.308. ábra – Tufarétegben besüllyedt 8 cm átmérőjű bazalt blokk. A tufaréteg felett egy szemcsevázú finomszemcsés lapillikő réteg figyelhető meg (Ság-hegy). A Ság vulkán egyik kürtőjéből egy repítési pályán érkező bazalt blokk alatti beszákolódás azt jelenti, hogy a tufaréteg nedves volt és ezért megőrizte a becsapódás nyomát. Száraz tefra üledék esetében ugyanis a besüllyedés nyoma nem marad meg, a piroklaszt szemcsék rágördülnek a besüllyedő kőzetdarabra. Amennyiben a beszákolódás aszimmetrikus, úgy rekonstruálható melyik irányból érkezett a bazalt blokk, azaz feltárható az egykori kürtő helye (Fotó: Harangi Szabolcs).

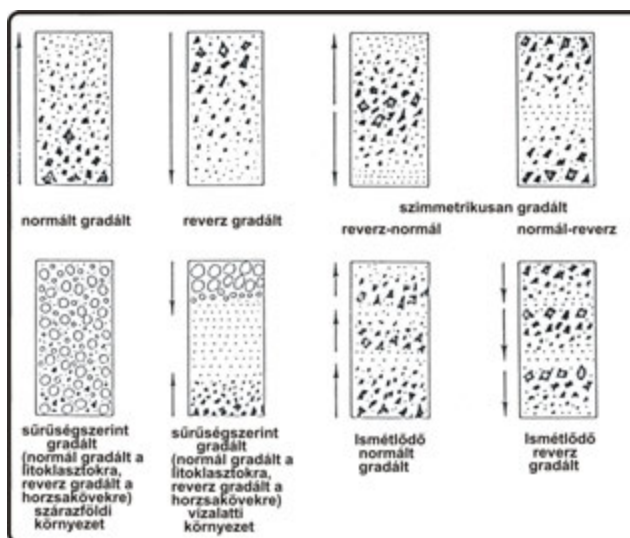


III.309. ábra – Piroklaszt-breccsa (izzófelhő blokk- és hamuár üledéke) a Dobogókő alatti Thiring-sziklák egy feltárásában (Fotó: Harangi Szabolcs).

A litofácies besoroláshoz az alábbi osztályozási elv ad iránymutatást:

| Rétegnév | Vastagság |
|--------------------------|-------------|
| Nagyon vastag réteges | > 1 méter |
| Vastag réteges | 30 – 100 cm |
| Közepesen vastag réteges | 10 – 30 cm |
| Vékony réteges | 3 – 10 cm |
| Nagyon vékony réteges | 1 – 3 cm |
| Vastag laminált | 0,3 – 1 cm |
| Vékony laminált | < 0,3 cm |

A rétegvastagság szerinti elnevezések Ingram (1954) felosztása szerint



III.310. ábra – Jellemző gradáltsági (szemcseméret növekedési irányok) típusok elsődleges vulkanoklasztos üledékekben

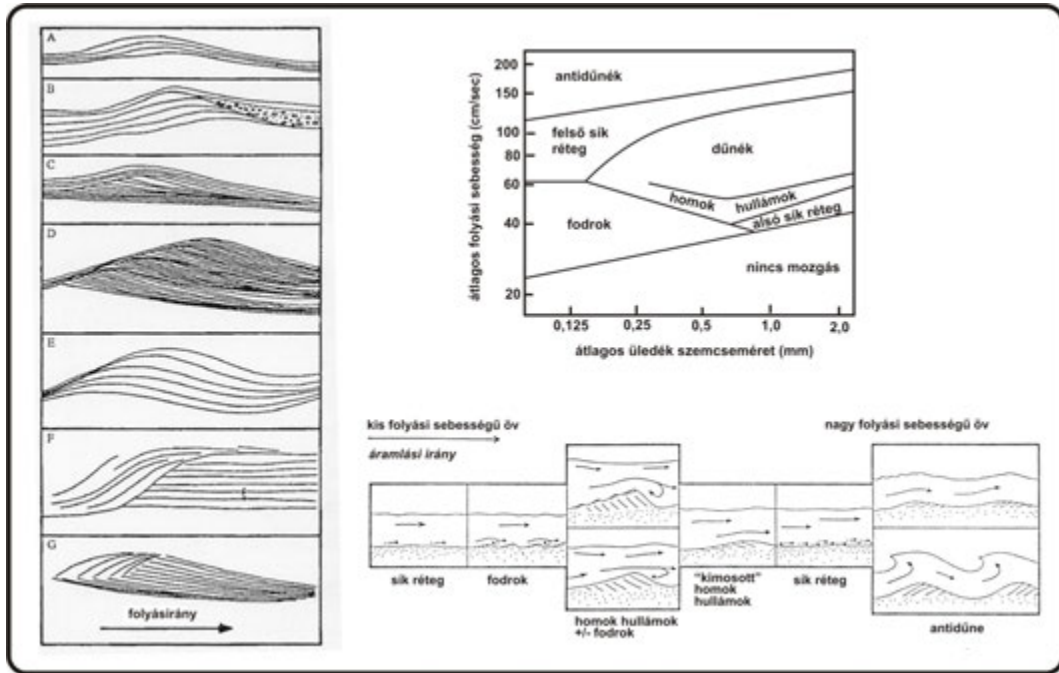


III.311. ábra – Reverz gradált piroklasztitok: horzsakövek sűrűségi szerinti reverz gradációja nem összesült ignimbrítben (Tibolddaróc, Bükkalja; fotó: Harangi Szabolcs).



III.312. ábra – Reverz gradált piroklasztitok: tömött andezit blokkok reverz gradációja blokk- és hamuár üledékében, piroklaszt breccsában (Thirring-sziklák, Dobogókő, Visegrádi-hegység; Fotó: Harangi Szabolcs)

A piroklasztos üledékek egy speciális üledékszerkezeti megjelenése a kereszttrétegzés, ami vonszolósos szállítás során alakul ki. Ilyen üledékek gyakoriak folyóvízi környezetben, vulkáni képződmények közül pedig a híg, azaz nagy gáztartalmú piroklaszt-torlóárak esetében figyelhető meg. Ennek jelentősége nagy, mivel a kereszttrétegzési rajzolatból megfejtethető a szállítás iránya, azaz rekonstruálható a kitorési központ helye. A kereszttrétegzés típus alapvetően a szállító közeg sebességétől és a sűrűségárban lévő szemcsék átlagos méretétől függ.



III.313. ábra – Piroklaszt torlóár üledékekben előforduló kereszttrétegzési típusok és azok kialakulásának magyarázata.



III.314. ábra – Kereszttrétegzett tufa a tihanyi Barátlakások sziklafalában: a képen egy antidűné szerkezet ismerhető fel, ami balról jobbra való szállítást jelez (Fotó: Harangi Szabolcs).

Amennyiben a vulkanoklasztos képződmény másodlagos vagy bizonytalan eredetű, abban az esetben McPhie et al. (1993) javaslata szerint a törmelékes üledékes nevezéktani besorolást és nevezéktant kell használnunk (agyag, homok stb. elnevezésekkel). A következő ábra a piroklasztos üledékek és piroklasztitok nevezéktani besorolási elvét mutatja.

Piroklasztos üledék/piroklasztit leíró jellegű elnevezése

| | | | | | | |
|------------|--------------|---|--|------------------|---|---|
| ④ | + | ③ | + | ② | + | ① |
| átalakulás | | litofácies | | komponens | | szemcseméret |
| ① | szemcseméret | > 64 mm 64 - 2 mm 2 - 1/16 mm < 1/16 mm | blokk, bomba lapillus/lapilli durva hamu finom hamu | → → → → | | piroklaszt breccsa, agglomerátum lapillikő durvaszemcsés tufa finomszemcsés tufa |
| ② | komponens | Jellemző komponens megjelölése pl. kristály-gazdag litoklaszt-gazdag horzsaköves salakos fiamme-tartalmú akkréciós lapilli-tartalmú | | | | |
| ③ | litofácies | üledékszerkezeti megjelenés: pl. tömeges vagy rétegzett rétegzettség: laminált, nagyon vékonyan rétegzett, vékonyan rétegzett, közepesen rétegzett, vastag réteges, nagyon vastag réteges; keresztarétegzett gradált: normál, reverz, normál-reverz, reverz-normál szövet: szemcsevázú, mátrixvázú rosszul-, közepesen- vagy jól osztályozott összesülés: nem összesült, gyengén-, közepesen-, erősen összesült | | | | |
| ④ | átalakulás | jellemző átalakulási ásvány alapján: pl. zeolitos kloritos agyagásványos karbonátos kovás... | | | | |

elnevezésben használt minimum kombináció:

② + ① vagy ③ + ① vagy ④ + ①

példák:

zeolitos, tömeges, horzsaköves durva hamu üledék (vagy durvaszemcsés tufa)
litoklaszt-gazdag lapilli üledék (vagy lapillikő)
vékonyan rétegzett finom hamu üledék (vagy finomszemcsés tufa)

III.315. ábra – Piroklasztos üledékek és piroklasztitok nevezéktani besorolási elve McPhie et al. (1993) javaslata nyomán

Az elsődleges, robbanásos vulkáni működés során keletkezett tefra vagy az abból keletkezett kőzet alkotóit, más néven komponenseit **piroklaszt**nak nevezzük. Fontos leszögeznünk azt, hogy a piroklaszt elnevezés független attól, hogy az adott szemcse milyen típusú, azaz lehet ugyanúgy mészkő, homokkő vagy metamorf kőzet is, mint ahogy magmás eredetű képződmény is. A piroklasztok további osztályozását a komponensek típusa, illetve eredete szerint adjuk meg.



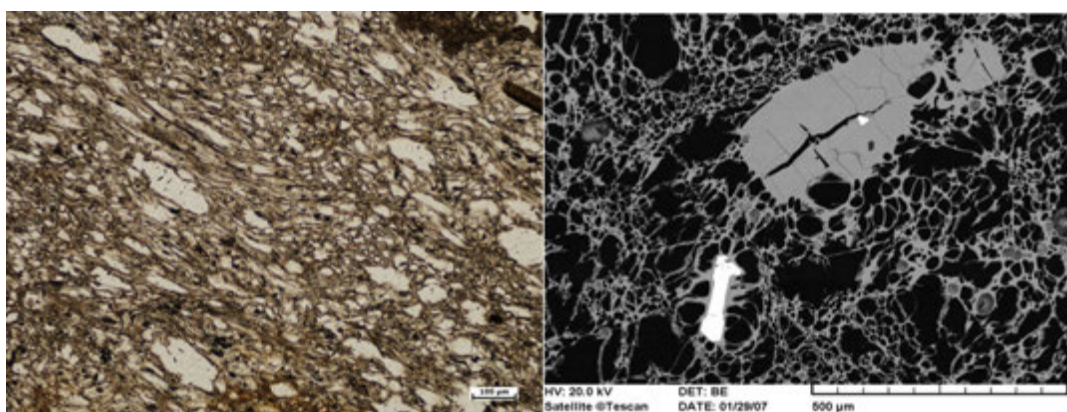
III.316. ábra – Piroklasztit (tömeges lapillitufa) Szentbékállá határában. A piroklasztok változatos megjelenésűek: a szürke színűek bazaltok (juvenilis törmelékek), a zöld, barna, vörösbarna, vajszerű törmelékek pedig a felszínalatti rétegekből feltépett kőzetdarabok képviselői (peridotit, homokkő, márga) Ez utóbbiakat litoklasztnak nevezzük (Fotó: Harangi Szabolcs).

A robbanásos vulkáni működés során a magma szétszakadásával felszínre került anyagokat **juvenilis törmelékek**nek nevezzük. Juvenilis törmelék például az üreges vulkáni kőzetdarabok, amelyek üregei a kirobbanó magmában lévő gázbuborékok helyei. Ezek megjelenése függ a magma fizikai tulajdonságaitól. A kis viszkozitású bazaltos magmában a gázbuborékok könnyebben növekedhetnek és akár több centiméter nagyságúak is lehetnek, alakjuk általában kerekded. Ezeket a szivacsos megjelenésű, tág értelemben vett bazaltos juvenilis törmelékdarabokat *salak*nak nevezzük. A nagyobb viszkozitású, szilíciumgazdag magmában a gázbuborékok nehezebben növekednek, méretük kicsi, a fellépő belső nyírásos erő miatt elnyúltakká válnak, inkább hosszú csatornákat képeznek. A kirobbanó szilíciumgazdag magma gázbuborék tartalma általában meghaladja a 70 térfogatszázalékot, azaz a magmatest felső részén kialakuló, akár több száz méter vastag magmahabot veti szét a hatalmas belső feszítő erő. Ennek a magmahabnak a hirtelen megszilárdult képviselője a *horzsakő*. A horzsakő üregtartalma olyan nagy, hogy az amúgy is viszonylag kisebb sűrűségű szilíciumgazdag kőzetüveget is hozzáadva még mindig kisebb marad a sűrűsége a víznél, azaz a horzsakő úszik a vízen, míg a salak elmerül.

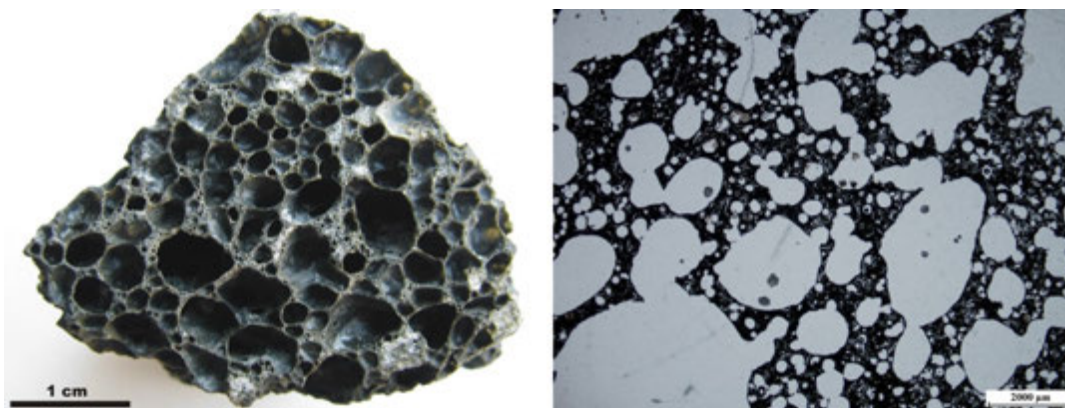
A juvenilis törmelékek közé tartoznak a finomhamu méretű üvegszilánkok és a magmából kikerült kristálytörmelék darabok is. A kőzetüveg a hirtelen megszilárdult tiszta olvadékot képviseli, ezért vizsgálatának nagy jelentősége van petrogenetikai szempontból. A különböző kémiai összetételű kőzetüvegek eltérő megjelenésűek: a bazaltos kőzetüvegek mikroszkóp alatt sárgásbarna színűek, ezeket szideromelánnak nevezzük, míg a szilíciumgazdag üvegszilánkok színtelenek. A bazaltos kőzetüveg szilánkoknak van egy másik jellemző típusa, ami a mikroszkópban sötétnek látszik. Ezt tachylitnek nevezzük. Ez a kőzetüveg némileg lassabban megszilárdult olvadékot képvisel, amiből még apró oxidszemcsék ki tudtak válni. A gyorsabban megdermedő *szideromelán* szilánkok általában forró magma és hideg víz vagy vizes üledék keverése során jön létre, azaz a freatomagmás kölcsönhatás jelzője. Találunk azonban szideromelánt magmás robbanásos kitérések anyagában is, ebből áll például a Pele-könnye vagy Pele-haja a hawaii-típusú lávaszökőkút kitérések eredményeképpen. A *tachylit* gyakoribb a magmás robbanásos, azaz stromboli-típusú kitérések termékeiben.



III.317. ábra – Különböző méretű horzsakövek blokk-tartalmú lapillitufában (ignimbrit; Tihamár kőfejtő, Eger), ahol a legnagyobb horzsakő 15 cm hosszú.



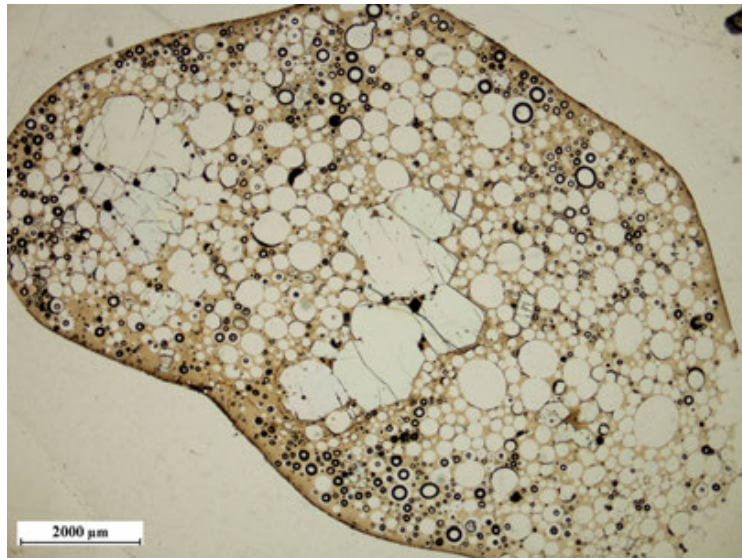
III.318. ábra – A baloldali ábrán figyeljük meg a horzsakő szerkezetét egy mikroszkópos képen (egy nikolos kép; Tar), a jobboldali ábra pedig egy visszaszórt elektronképen (BSE) mutat egy plagioklász és ilmenit kristályt tartalmazó horzsakövet (Tibolddaróc, Bükkalja). A horzsakövek elnyúlt gázbuborékok és csatornák szövevényéből állnak, amit csak néhány mikrométer vastag vulkáni kőzetüveg választ el egymástól.



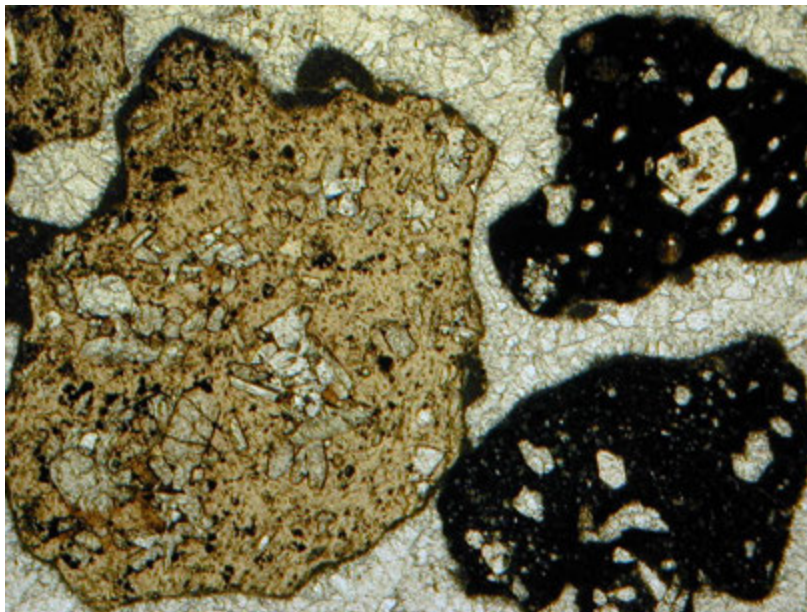
III.319. ábra – Salak darab Bondoróról és egy bazaltsalak vékonycsiszolatos képe (Krafla, Izland). Figyeljük meg a kerekded egykori gázbuborék üregeket.



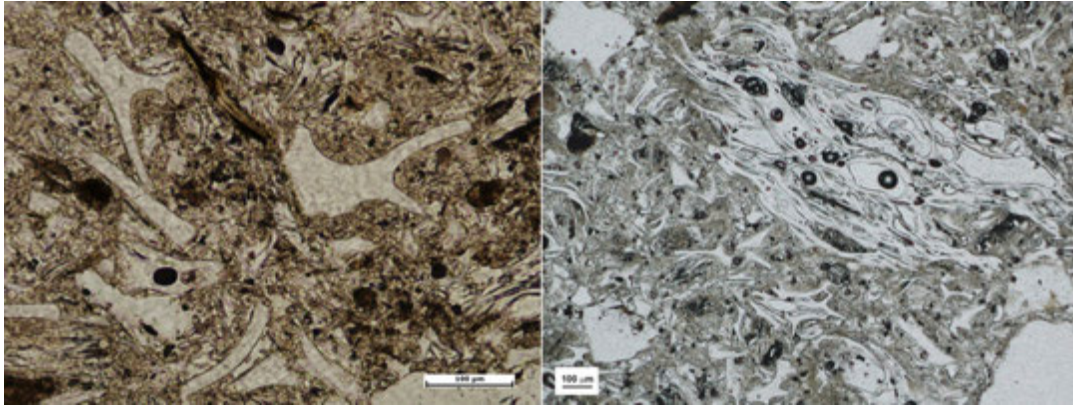
III.320. ábra – Pele könnyei a hawaii Kilauea Iki kitöréséből.



III.321. ábra – Pele-könnye mikroszkópos képen (egy nikolos felvétel). Figyeljük a sárgásbarna szideromelán alapanyagot és az olivin fenokristályok mellett megjelenő kerekded gázbuborék üregeket.



III.322. ábra – Szideromelán és tachylit szemcsék freatomagmás piroklasztitban (karbonátos anyaggal cementált tufa; Sitke). A kép alsó hossza 2,9 mm.



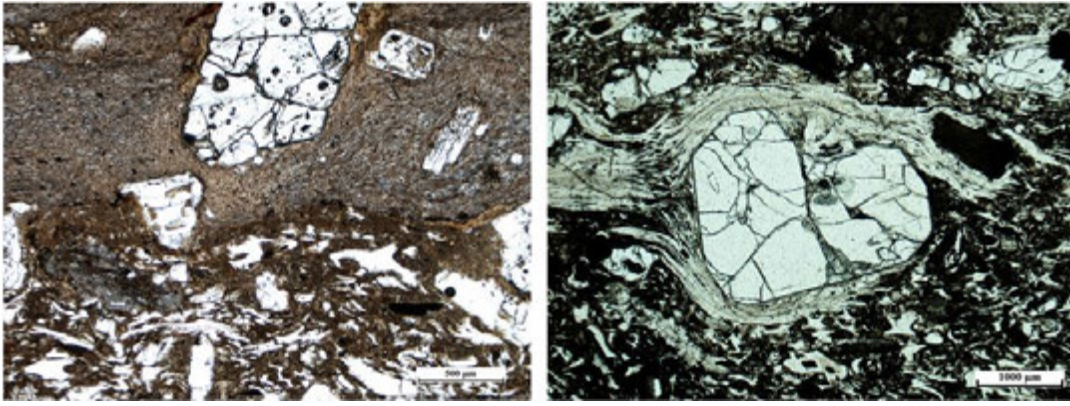
III.323. ábra – Ívelt peremű szilíciumgazdag kőzetüveg-szilánkok nem összesült ignimbitben (Tar és Mocsolyástelep).

Az üvegszilánkok alakja sokat elárul a robbanásos kitérés mechanizmusáról. magmás robbanásos kitérés esetében a magmatest felső részén felhalmozódó gázbuborékok belső feszítő ereje veti szét a magmát. A felhabosodott magmatest apró darabokra szakad szét, a gázbuborékok közötti olvadékfal hirtelen lehülve kőzetüveggé dermed. A megszilárdulás olyan gyors, hogy a kőzetüveg szilánkok alakja megőrzi az egykori gázbuborékok falának alakját, azaz ívelt lesz. nem ritkák az így kialakult lábszárcsont, x- és y-alakú üvegszilánkok a szilíciumgazdag piroklasztos képződményekben, de bazaltos piroklasztitokban is találkozhatnk ívelt alakú, üreges üvegszilánkokkal. Ezzel szemben, a magma-víz kölcsönhatás következtében végbemenő freatomagmás kitérések során sokkal inkább szögletes alakú, gázbuborékokat legfeljebb csak elvéve tartalmazó üvegszilánkok jelennek meg.

Ignimbiték és kürtő közeli hullott piroklaszt üledékek esetében előfordul az összesülés, ami azt jelenti, hogy a magas hőmérséklet és a rétegterheléses nyomás következtében az üvegszilánkok és horzsakövek ellapulnak, egymáshoz tapadva összehegednek és koherens, összefüggő kőzetüveggé alakulnak át. Az összesülés során a horzsakövek üregessége megszűnik. Az így létrejött ellapult üveges törmeléket *fiamme*-nak nevezzük. A kezdeti összesülés esetében a fiamme szerkezetében még felismerhető az összelapult egykori horzsakő, az esetlegesen odatapadt üvegszilánkok darabjai, az összesülés előrehaladtával azonban ezek a szemcsék homogénné kőzetüveggé alakulnak. A fiamme kőzetüvege utólag átalakulhat, ennek leggyakoribb formája a perlitesedés. Ez vízfelvétellel járó folyamat, ami térfogatnövekedéssel jár. Ennek következménye, hogy a kőzetüvegben ívelt repedések jelennek meg.



III.324. ábra – Fiamme összesült ignimbitben (Vén-hegy, Bogács; fotó: Harangi Szabolcs)

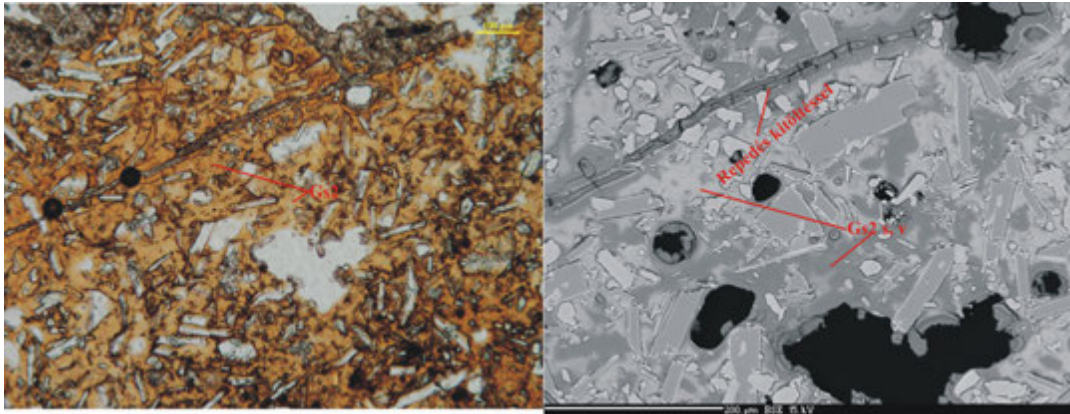


III.325. ábra – Fiamme mikroszkópos képe (egy nikolos felvételek; Vén-hegy, Bogács és Pünkösdhegy, Demjén).

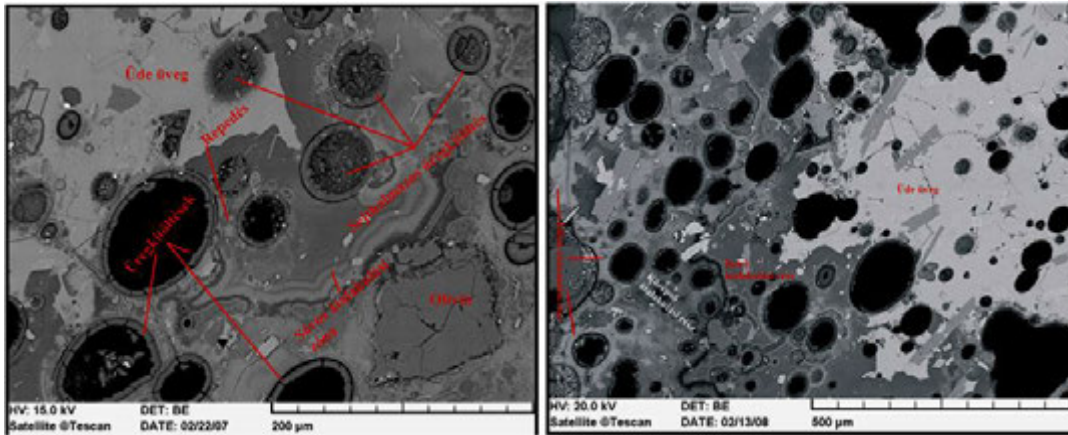
Az üvegszilánk nem stabil felszíni körülmények között, ezért hajlamos átalakulásra. Ez különösen vizes környezetben gyakori, ahol a bazaltos üvegszilánk alacsony hőmérsékleten hidratálódik és közben a környezettel ioncsere megy végbe. Ennek eredménye a palagonit, ami egy heterogén összetételű anyag, aminek elkülönítik gél-palagonit illetve fibro-palagonit változatát. A palagonitosodás folyamán a következő általános reakció megy végbe:

Szideromelán + komponensek a pórusvízből = palagonit + kabazit + szmektit + fillipszit + Fe-Mn- oxidok, hidroxidok + komponensek a pórusvízbe

A palagonit mikroszkópos képen narancssárga, barnászörös színű, gyakran mutat sávos szerkezetet. A palagonitos folyamata során először az üvegszilánk peremén, az egykori gázbuborékok fala és a kőzetüvegben kialakult repedések mentén indul el, majd előrehaladott állapotban a teljes kőzetüveget felemészti. A palagonit nedves környezetben alakul ki, ezért gyakori a freatomagmás piroklasztitok esetében, illetve akkor, amikor a vulkáni hamuanyag vízi környezetbe kerül.



III.326. ábra – Palagonitosodás bazaltos kőzetüvegben (Ság-hegy). A bal felső kép palagonitosodott szideromelán üvegszilánkot mutat, ami mellett jobbra, a visszaszórt elektronkép (BSE) pontosan kirajzolja az átalakult kőzetüveg területeket (sötétebb szürke területek).



III.327. ábra – Kezdeti palagonitosodást mutató szideromelán kőzetüveg szilánk részleteket mutat (BSE képek), ahol a világosszürke területek üde kőzetüveget jelentenek, a sötétszürkék pedig átalakultak.

A robbanásos vulkáni kitörés során sokszor a magma körüli kőzettestek is felaprózódnak, sőt a magma felnyomulása során is sodorhat magával kisebb-nagyobb kőzetdarabokat. Ezeket járulékos kőzetdaraboknak, vagy más néven **járulékos litoklasztok**nak nevezik.



III.328. ábra – Litoklaszt-gazdag piroklasztitok (Szentbékállá és Tihany; fotók: Harangi Szabolcs)

Végül, a robbanásos kitörések termékeinek harmadik fő alkotói a szabad szemmel általában nem látható **kristályok**. Ezek részben a magmából származnak (azaz fenokristályok), részben a laza mellékkőzetből peregtek ki (xenokristályok).

IV. fejezet - Magmás kőzetek geokémiai vizsgálatok

IV.1. Fontosabb elemanalitikai vizsgálati módszerek

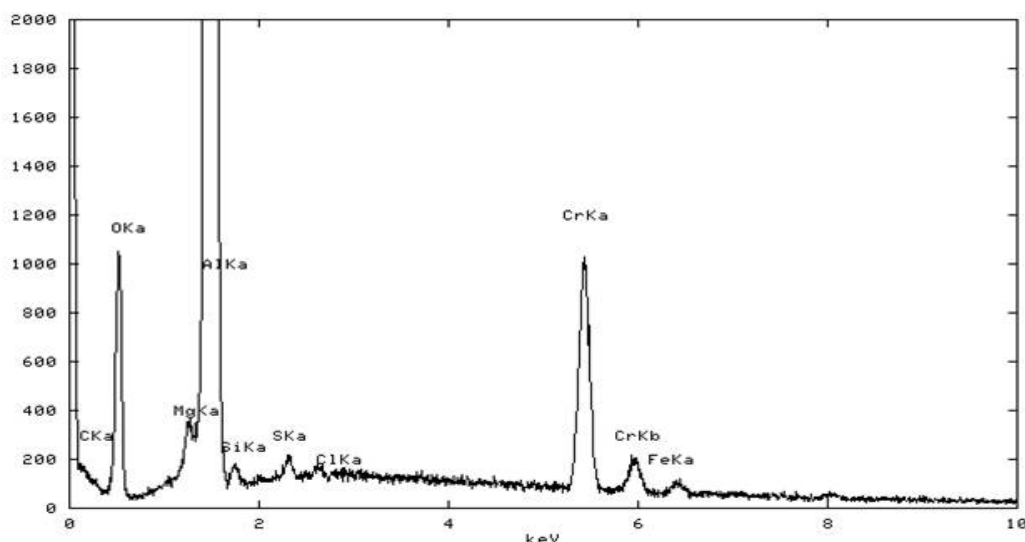
Az alábbi fejezetben vázlatosan mutatjuk be a legfontosabb, a geokémiai vizsgálatokban leggyakrabban alkalmazott, a kémiai összetétel meghatározását lehetővé tevő elemanalitikai módszereket. Ezek két nagyobb csoportba oszthatók: pontelemző analitikai eljárások és teljes mintát elemző analitikai eljárások. Az első csoportba tartozik például az elektronmikroszkóp (röviden mikroszonda) és a lézer-ablációs ICP-tömegspektrometria, míg a második csoporton belül röntgenfluoreszcens spektrometriát, a neutronaktivációs elemzést, a pompt-gamma neutronaktivációs elemzést, valamint az ICP-MS módszert mutatjuk be röviden.

IV.1.1. Elektronmikroszkóp (mikroszonda)

A kőzetekben lévő ásványok kémiai összetételét elektronmikroszkóppal, röviden mikroszondával határozzuk meg. A mikroszonda minimálisan 1-2 mikrométer nagyságrendű szilárd fázisú anyagok felületén történő lokális (néhány μm^3 -nyi térfogat) minőségi és mennyiségi kémiai pontelemzés végzésére használatos műszer. A nagy felbontás miatt igen apró szemcsés anyagok felületének vizsgálatára is alkalmas, amelyeket optikai mikroszkóppal már nem tudunk vizsgálni. Ez a technika lehetővé teszi egy szilárd fázisú anyag egykristályában vagy szemcséjében (pl. ásvány, fém, üveg, stb) a kémiai összetétel változásának detektálását, amit a minta átlagos, teljes kémiai elemzésekor nem lehet kimutatni. A pontos kvantitatív vizsgálatokhoz jól polírozott sík felületre van szükség, melyet vezetőréteggel (általában szénréteggel) látnak el. Csak olyan anyagok vizsgálhatók, melyek az elektronsugárzás hatására nem bomlanak el (pl. H_2O és karbonát-tartalom nem mérhető). A mennyiségi elemzések végzéséhez megfelelő összehasonlító mintára, ún. standardokra van szükség. A modern mikroszondák általában a Be-tól az U-ig képesek elemeket detektálni.

A minta elektronsugárral bombázott és gerjesztett területe által kibocsátott karakterisztikus röntgensugárzást a hullámhossz-diszperzív röntgenspektrométerrel (WDS), vagy az energiadiszperzív (EDS) elven működő röntgendetektorral fogják fel. A modern mikroszondák esetében mindkét rendszerrel egyidejű mérés is lehetséges, kihasználva mindkét detektor előnyeit. A hullámhossz-diszperzív spektrométert használják a nagyobb érzékenységet követelő mérések esetében. A hullámhossz-diszperzív röntgenspektrométerben reflektáló kristályokat alkalmaznak önfókuszáló, vagy más néven Rowland körös elrendezésben, melyekkel egy időben egy elemet mérhetünk. A különböző analízator kristályok különböző elemtartományokra használatosak, így egy spektrométer általában több analízator kristályt tartalmaz, és mindig a mérendő elemre optimális analízator kristályt állítják be a mérés előtt. Leggyakrabban talliumhidrogénftalát TAP, pentaeritritol (PET) vagy lítiumfluorid (LIF) kristályt alkalmaznak. Ez a három kristály lefedi a mérhető elemek nagy részét. A TAP legjobb a könnyű elemekre (F-től a P-ig), a PET a közepesekre rendszámúakra (Si-től a Fe-ig) és a LIF legjobb a nehezekre (leginkább a K-tól az As-ig, illetve az U-ig). A fluornál könnyebb elemekre ólomsztearátot használnak, így a legkönnyebb elem, amit az mikroszondával mérni lehet, a Be. A modern mikroszondák általában több (4-5) hullámhosszdiszperzív spektrométerrel vannak felszerelve.

Az energiadiszperzív spektrométer a proporcionális, vagy szcintillációs számlálók energiaszelektivitásának elvén működik, analízator kristály használata nélkül, így egy időben az egész spektrumot felvehetjük a kérdéses fázisról. Az energiadiszperzív detektor gyengébb spektrális felbontóképessége miatt a kisebb mennyiségben (általában 1% alatt) jelen levő elemek mennyiségi meghatározására kevésbé alkalmas. Az EDS kép gyors ellenőrzést ad egy adott ásványban jelenlévő elemekről, ezért az általában néhány perc ideig tartó WDS módszerrel történő kémiai összetétel meghatározás előtt érdemes az adott ásványt így ellenőrizni.



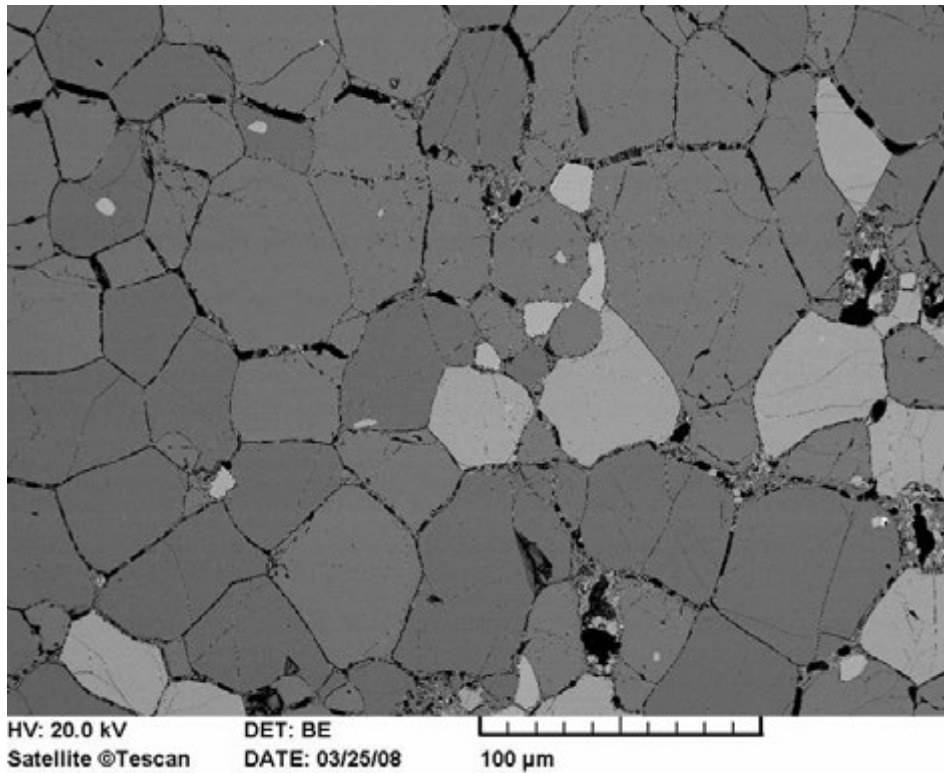
IV.1. ábra – Cr-spinell jellegzetes EDS spektruma.

A mikroszondás elemzések során a pontelemzések a leggyakoribbak. A kőzetalkotó ásványok többsége esetében fókuszált, azaz max. 1-2 mikrométer átmérőjű elektronsugárt használunk. Az illékonyabb könnyű elemek nagyobb pontosságú mérésekor (Na-tartalmú anyagok, mint például földpátok, kőzetüveg esetében) defókuszált, akár 5-8 mikrométer átmérőjű elektronsugárt használnak, az elemzés során rövidebb idő alatt és az elemzés elején mérik az illékonyabb nátriumot. A spektrométer analizátorkristályának, illetve a detektornak a mozgatásával regisztráljuk a mért fázisban levő elemek karakterisztikus csúcsainak intenzitását. A mintából felvett csúcsokat a standardokként használt, ismert összetételű anyagok megfelelő csúcsaival való összehasonlítás és megfelelő korrekciók (ZAF korrekció) elvégzése útján mennyiségi adatokhoz jutunk. A standarddal való összehasonlítást és a korrekciós számításokat ma már a mikroszondákhoz csatolt számítógépen az erre a célra írt beépített programok végzik. Az egyes elemek relatív kimutatási határa 0,1-0,01% között van.

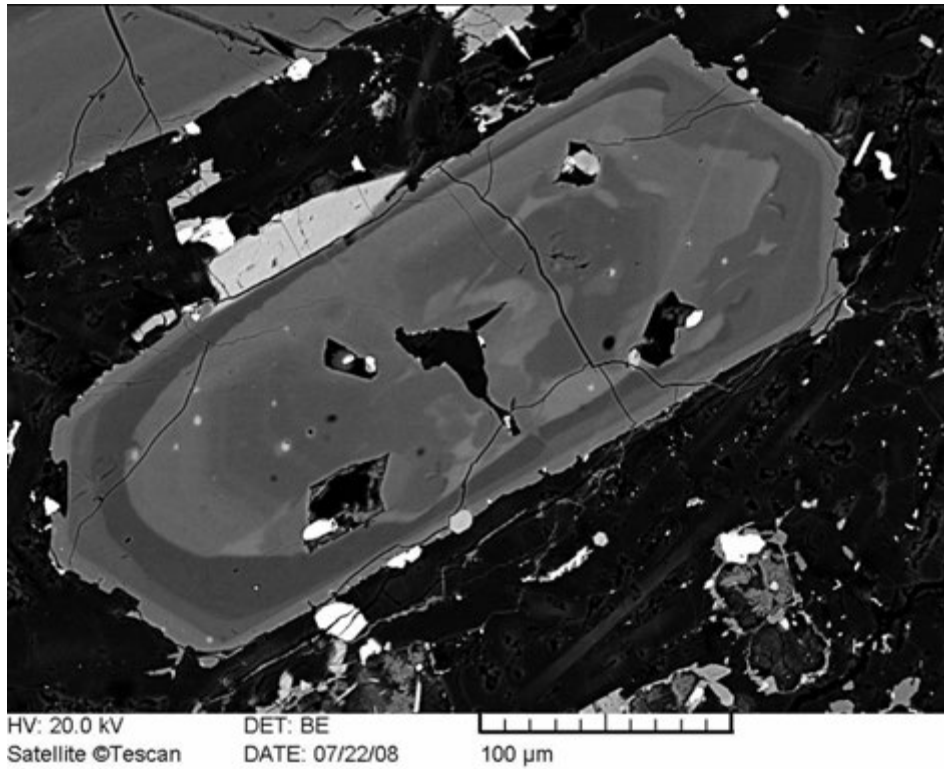
A kőzettani vizsgálatokban egyre gyakoribb, hogy az egy kristályon belüli kémiai összetétel változást, azaz a kémiai zonalitást vonal menti méréssel tárjuk fel. Ez azt jelenti, hogy a méréseket meghatározott távolságban (akár 5-10 mikrométer közöttben) ismételve végezzük.

Egy adott fázis felületi elemeloszlásáról képet kaphatunk területi röntgenkép készítésével. A spektrométert a vizsgálni kívánt elem hullámhosszára állítva letapogatjuk a megjelenített területet. Ahol az adott elemből sok van, ott világos foltokat kapunk, ahol kevés van, ott sötétebb lesz a képernyő. Képfeldolgozó program segítségével mindez színesben is megjeleníthető.

A pontelemzések vagy vonalmenti elemzések előtt visszaszórt elektronképen vizsgálható egy adott ásvány belső kémiai összetételbeli változása. A mintára beeső elektronok egy része a minta felszínéről visszaszóródik. Ahol nagyobb rendszámú elemek vannak, onnan több elektron szóródik vissza, ahol kisebb rendszámúak vannak, onnan kevesebb. A visszaszórt elektronokat kollektor érzékeli. A képernyőn a nagyobb átlagos rendszámú elemeket tartalmazó helyek világosabb, a kisebb átlagos rendszámú elemekből álló területek pedig sötétebb mezőkként jelentkeznek. Így az olivinek általában sötétebbek, a plagioklászok világosabbak a visszaszórt elektronképen. Megfelelő kontraszt beállításával az ásványok zónássági jellege jól detektálható.

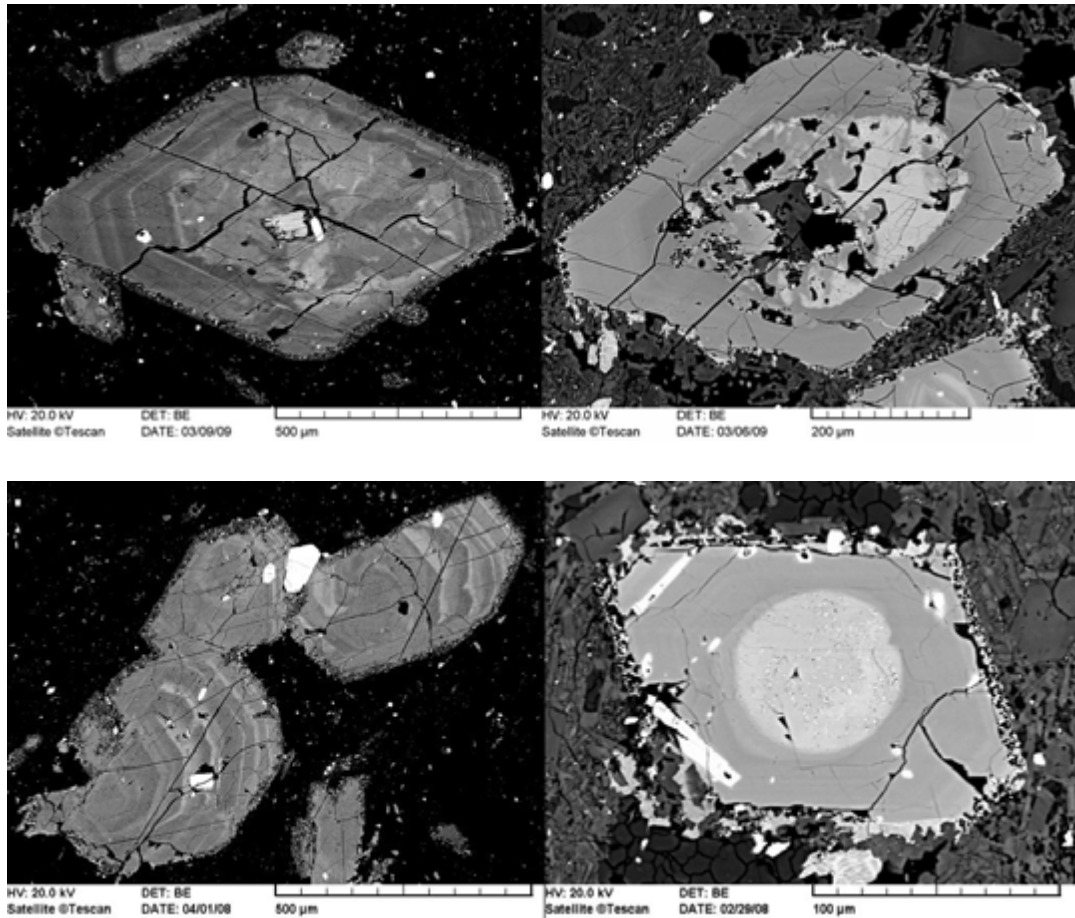


IV.2. ábra – Bondorói peridotit visszaszórt elektronképe. A sötétebb ásványszemcsék olivinek, a kissé világosabbak, de még mindig sötétek rombor piroxének, a világos szürkék monoklin piroxének és a legvilágosabb, kisebb méretű szemcsék a Cr-spinellek.



IV.3. ábra – A Balatömária-1 sz. fúrás látit kőzetében lévő egyik klinopiroxén kristály visszaszórt elektronképe. A kép komplex kémiai zónásságra utal: a kristály belseje foltos zónás (visszaoldódás a kristálynak eltérő összetételű magmába való bejutása miatt), majd egy sötétebb zóna következi, ami Mg-ban gazdagabb kémiai összetételről

árulkodik (friss magma benyomulása). Ezt egyre világosabb, azaz Mg-ban szegényebb, vasban gazdagabb kémiai összetételű zóna követi (normál kristályosodás).



IV.4. ábra – A csomádi dácit egyetlen vékonycsiszolatában megfigyelt különböző zónásságú amfibol kristályok. Figyeljük meg, hogy a visszaszórt elektronkép milyen érzékenységgel mutatja a kémiai zónássági típusokat, ami kiemelkedő fontosságú a petrogenetikai folyamatok feltárásában.

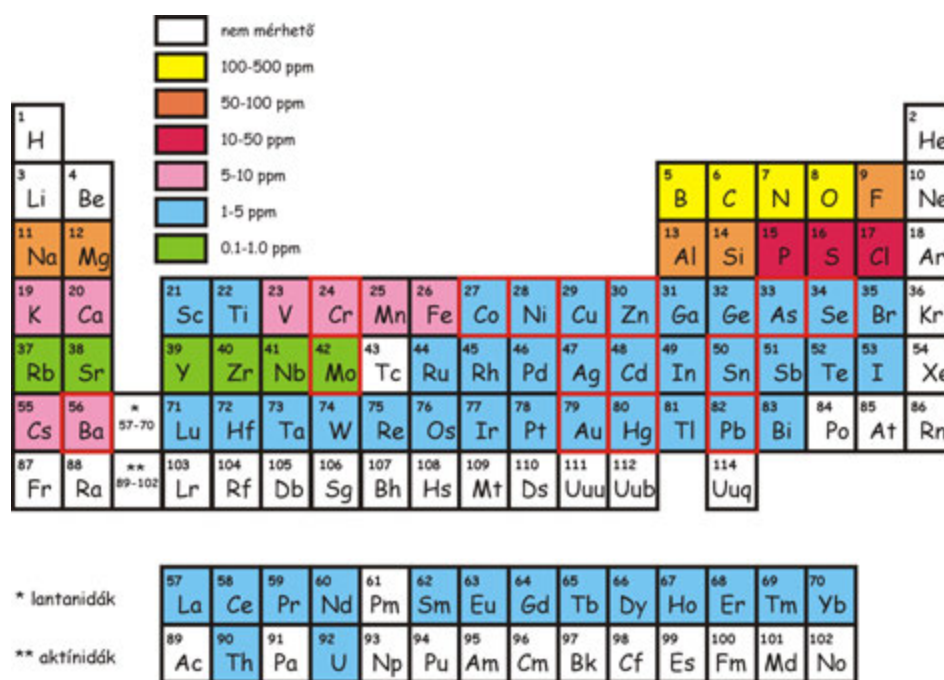
IV.1.2. Röntgenfluoreszcens spektrometria (XRF, emissziós röntgenszínképelemzés)

A kőzetek főelem- és nyomelem összetételének meghatározását az 1960-as évek végétől forradalmasította a röntgenfluoreszcens spektrométer használata, amellyel lehetővé vált, hogy egyszerre több minta, számos elem meghatározható legyen és a pontosság jóval nagyobb legyen a korábbi, sokszor csak félkvantitatív minőségű elemzéseknél. Ezzel jelentős átalakulás történt a geokémiában és a korábbi statisztikai feldolgozás után előtérbe kerültek a nagyobb mérési pontosságon alapuló kvantitatív petrogenetikai modellszámítások. Ma már a módszert egyre jobban kiszorítja a több elem meghatározására alkalmas, gyorsabb ICP-MS technika.

A röntgenfluoreszcens spektrométer elsődleges röntgensugárzást bocsát a vizsgálandó mintára, mellyel azt másodlagos röntgensugárzások kibocsátásra készítik. A minta által kibocsátott sugárzások között szerepelnek a mintában lévő fő- és nyomelemek karakterisztikus röntgensugárzásai. Ha egy atomot gerjesztett állapotba hozunk energiaátadással, azaz a belső elektronhéjairól (K, L, M héjakról) kilökünk elektronokat, a visszarendeződés a külsőbb elektronhéjakról történik, melyből származó energiátöbblet röntgensugárzás formájában távozik. A röntgenfluoreszcens spektrometria esetében a gerjesztés röntgensugárzással történik, melynek elegendően nagy az energiája (500-500000 eV) ahhoz, hogy ionizálja a megfelelő héjakat. Az így keletkezett röntgensugárzás elsődlegesen csak a karakterisztikus röntgensugárzásokat tartalmazza a folytonos röntgenspektrum nélkül. A minta által kibocsátott másodlagos (fluoreszcens) röntgensugárzásnak egy részét párhuzamosított sugárnyalábbá alakítjuk át párhuzamosító lencsékkel, melyet egy szintetikus analizátorkristályon történő diffrakcióval spektrummá szórunk

szét. A röntgensugarakat tovább párhuzamosítjuk a röntgensugár detektorához. A diffrakció során a sugárnyalábok az analizátor kristályon diffraktálódnak. A röntgensugárzásokat hullámhosszuk alapján szétválasztjuk, és külön-külön detektáljuk. A mérés során a kristály helyzetét változtatjuk (forgatjuk) ahhoz, hogy a különböző törési szöghöz tartozó röntgensugarakat a detektorhoz irányítsuk. Egy-egy pozícióban addig áll a kristály, amíg a detektor számlálása el nem éri a megfelelő pontosságot (általában 4-500s). A csúcsok intenzitását (nettó intenzitás) a csúcsokból a háttért kivonva kapjuk meg

A röntgenfluoreszcens (XRF) analizist számos ipari és tudományos vizsgálat során alkalmazzák különféle anyagok teljes összetételének meghatározására. A geológiában főként kőzetek és üledékek fő- és nyomelem tartalmát határozzák meg a módszer segítségével.



IV.5. ábra – Az XRF segítségével mérhető elemek a periódusos rendszerben és kimutatási határaik.

A módszerrel megbízhatóan kimutathatók a főelemek, valamint a nyomelemek nagy része. A kimutatási határ az elem rendszámától és a minta alapanyagától függ. A nyomelemek közül a Rb, Sr, Y, Zr, Nb, már 0.1-1 ppm kimutatási határral határozható meg. A főelemek esetében a pontosság 0.2-1 % közötti. A fenti nyomelemek mellett rutinszerűen határozható meg a Cr, Co, Ni, Cu, Zn és Ba. Az ólom mérése nehézkes arzén jelenlétében, mivel csúcsaik átfedik egymást.

A kőzetek kémiai összetételének meghatározásához homogenizált mintára van szükség. Ehhez a mintákat porítjuk, majd a főelemek méréséhez üveglemezeket készítünk, a nyomelemekhez pedig préselt pogácsákat. A főelemek mérése előtt célszerű a mintát magas hőmérsékleten (600-900°C-on mintától függően) kihevíteni az illótartalom meghatározásához, majd a kihevítt poranyagból készíteni az üveglemezt. Az üveglemez készítéséhez adalékanyagot használunk (legtöbbször lítium bórátokat), mellyel összekeverjük a pormintát. A keveréket magas hőmérsékleten megolvasztjuk, majd hirtelen formába öntve lehűtjük, hogy üveglemezt kapjunk. A nyomelemek méréséhez egyenletesen sima felszínű pogácsát készítünk a pormintából. A pormintát összekeverjük egy ragasztóanyaggal, majd szabályos vékony hengerré préseljük a mintát.

A módszer egyik legnagyobb előnye a gyorsaság, rutinszerű mérése több elemnek egymás után. Az elemzés és a mintacsere automatizálható. Roncsolásos eljárással történik a mintaelőkészítés, de a későbbiekben az előkészített minták újramérhetők. Az eljárás hátránya, hogy a mintaelőkészítés kissé hosszadalmas, valamint a nyomelemek rutinszerű vizsgálatához általában 10 g körüli mintamennyiség szükséges.

IV.1.3. Neutronaktivációs analízis (INAA)

A neutronaktivációs analízis alapját Hevesy György 1930-as évekbeli felfedezései tették lehetővé. Széles körű geológiai alkalmazása az 1970-es években terjedt el, ami forradalmasította a ritkaföldfém elem geokémiát. A neutronaktivációs analízis során a mintát neutronokkal sugározzuk be egy nukleáris reaktorban, melynek következményeképpen a minta atomjaiban magreakciók zajlanak le. A vizsgálandó stabil izotóp magja egy nehezebb radioaktív izotóppá alakul át a neutronbefogás következtében, amely izotóp általában β bomlásokkal stabilizálódik. A β bomlásokat karakterisztikus γ sugárzások kísérik, melyek energiája a kibocsátó atom típusára jellemző. Az így kapott spektrum csúcsainak energiája a vizsgálandó minta minőségére, a csúcsok alatti területek a mennyiségére, azaz az elemek koncentrációjára jellemzők.

A radioaktivitás törvényszerűségei alapján a felaktiválódás során keletkezett izotóp aktivitása egyenes arányos a neutronfluxussal, az adott magreakció hatáskeresztmetszetével, a besugárzott mintában lévő vizsgált elem tömegével, a vizsgált elem adott izotópjának gyakoriságával, az Avogadró számmal és fordítottan arányos a vizsgált elem atomsúlyával. Mindezek mellett az aktivitást befolyásolja a vizsgált elem bomlási állandója, a besugárzás időtartama, és a besugárzás és mérés között eltelt, ún. hűtési idő. Amennyiben ismerjük a fent említett nukleáris állandókat (hatáskeresztmetszet, felezési idő, izotópgyakoriság), a neutronfluxust, az idő paramétereiket, a vizsgált elem tömege meghatározható a gamma spektrometria során kapott aktivitásból (abszolút módszer).

* lantanidák
 ** aktinidák

IV.6. ábra – A NAA segítségével mérhető elemek a periódusos rendszerben és kimutatási határaik.

A neutronaktivációs analitikai módszerrel egyidejűleg több elemet egymás mellett határozhatunk meg. Az egyes elemek a módszerrel eltérő érzékenységgel határozhatók meg, mely elsősorban az atommagok szerkezetétől, a minta elemösszetételétől és a standardeljárástól függ. A módszer legalkalmasabb a nyomelemek kimutatására és mennyiségi meghatározására, különösképpen a ritkaföldfémekre. Mivel a ritkaföldfémek nukleáris tulajdonságai nagyon eltérőek, a ritkaföldfém spektrum egyszerre elemezhető ppm-es, ppb-s kimutatási határok mellett. A petrogenetikai vizsgálatokban fontos nyomelemek közül a Hf, Ta, U, Th ppb mennyiségben is jól mérhető, mely elemek meghatározása más módszerekkel nehézkes.

A minta összetétele gyakorlatilag nem befolyásolja az egyes elemek kimutathatóságát, ami egyszerűsíti a mintaelőkészítést. A szilárd minták mérése történhet porítva és szemcsék formájában, illetve egészben is, ha megfelelő geometriájú standard áll rendelkezésre. A szilárd mintát kis polietilén, alumínium vagy kvarcüveg mintatartóba tesszük, és együtt elemezzük a standardokkal.

A módszer előnye, hogy sok-elemes, jól sztenderdizálható, és roncsolásmentes elemzés is végezhető. A geológiai minták (pl. ultrabázisos kőzetek) esetében gyakran fordul elő, hogy a minta maradéktalanul való feloldása oldatból való meghatározásra nem lehetséges (vagy hosszadalmas), ilyen esetekben a NAA előnyösebb, és gyorsabb. A módszer hátránya, hogy szükséges egy reaktor a besugárzáshoz, továbbá a többi elemzési módszernél hosszabb idő a detektáláshoz.

IV.1.4. Prompt-gamma neutronaktivációs analízis (PGNAA)

A prompt-gamma neutronaktivációs analízis (PGNAA) viszonylag új neutronaktivációs elemanalitikai módszer a geológiai kutatásokban. Az 1960-as években építették az első neutronvezetőket és már 10 év leforgása után francia kutatók sikeresen alkalmazták a PGNAA-módszert, először Franciaországban, Saclay-ban, majd 1973-ban Grenoble-ban (itt már nagyfluxusú hideg neutronnyaláb alkalmazva). A módszer szélesebb körű elterjedése azonban csak az 1980-as évekre tehető. Sokelemes, univerzális módszerként a '90-es évek elejétől kezdett teret nyerni a neutronvezetők, a hidegneutron-források és nem utolsósorban a nagy felbontású germánium félvezető (HPGe) detektorok elterjedésének köszönhetően. A prompt-gamma neutronaktivációs analízis az összes főelem (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na és K) és néhány nyomelem kimutatására alkalmas geológiai mintákban. Különösen jól mérhetőek a nagy neutronbefogási hatáskeresztmetszetű elemek (pl.: B, Cd, Sm és Gd).

A prompt-gamma neutronaktivációs analízis fizikai alapja azon prompt-gamma fotonok detektálása, melyeket az atommagok sugároznak ki miközben a neutron befogásából eredő magasabb energiaállapotról egy alacsonyabb energiájú helyzetbe kerülnek. A minta kémiai összetételét a prompt-gamma fotonok spektrumából határozzák meg. A fotonok energiája jellemző a kibocsátó elemre (izotópra), intenzitása pedig az adott elem (izotóp) tömegével (koncentrációjával) arányos.

A teflonzacskóban, vagy kapszulában lévő minták egy 2x2 cm-es keretben, a neutronnyaláb útjába helyezhető el. A neutronok áthatolnak az anyagon. A kisugárzott prompt-gamma fotonok észlelése összetett detektorrendszerrel történik, amelynek fő része a Canberra gyártmányú nagy tisztaságú germánium detektor (High Purity Germanium - HPGe). A HPGe-detektort 8 db bizmut-germanát (BGO) szcintillátor detektorral veszik körbe melyek a Compton-szórást szenvedett fotonokat detektálják és kiszűrik a spektrumból. Az elemeket a legintenzívebb prompt-gamma vonalaik energiaértékei alapján azonosítják. A mennyiségi és minőségi elemzés során az illető elem főbb csúcsait (pl. a 10 legintenzívebbet) kell számításba venni. Azok a csúcsok fogadhatók el, melyekből számított tömegértékek jól egyeznek a tömegértékek intenzitás szerint súlyozott átlagával. Így növelhető az elemhatározás megbízhatósága, elkerüljük az esetleges téves azonosítást, kiküszöböljük az interferáló csúcsokat, és statisztikailag megbízhatóbb és torzítatlanabb becslést nyerünk a mennyiségekre nézve. Az azonosítás megbízhatósága különböző statisztikai paraméterekkel ellenőrizhető. A koncentrációértékek mérési hibáját a csúcsok statisztikai hibája, valamint a detektor határfok hibája adja.

Jelentős előnye a módszernek, hogy csak minimális minta előkészítésre van szükség. A minták eredeti állapotban (kőzetszelektként), porítva vagy oldat formájában is vizsgálhatók. A használt neutronok energiája alacsony (kisebb, mint 25 meV), így a kristályrács roncsolása elhanyagolható, azaz a minta megőrzi eredeti fizikai és kémiai állapotát még egykristály esetén is. A mintákat teflon zacskóba vagy teflon tégelybe (melynek két vége teflundugóval van lezárva) kell helyezni. A méréshez szükséges porminták mennyisége átlagosan 3000-3500 mg. A gyakorlatban akár több óra mérési időt is igénybe vehet egy jól értékelhető spektrum elkészítése. A mért beütésszám közvetlenül arányos az illető atommag neutronbefogási hatáskeresztmetszetével és a mérendő atomok számával, tehát a mérési időt a minta összetétele és mérete jelentősen befolyásolja.

A prompt-gamma neutronaktivációs analízis rendszeres standardizáló méréseket nem igénylő multielemes analitikai eszköz. Minimális mintaelőkészítést igényel és roncsolásmentes. Néhány elem esetében a detektálási határ magasabb, mint ICP-MS-sel vagy INAA-val, de jó néhány elemet (mint pl. H, B, Cl, Gd és Eu) egész kis koncentráció esetén is képes kimutatni, míg ez más módszerekkel nem lehetséges. A prompt-gamma módszer egyik előnye, hogy mérés közben dönthetjük el, mennyi ideig aktiváljuk a mintát. Emiatt a mérés megtervezésekor kevesebb előzetes ismeret van szükségünk, összehasonlítva a hagyományos neutronaktivációs analízissel. A mintában az elemek tömegarányát állapítjuk meg, ezáltal se a mátrixhatással, se a neutronfluxus mintán belüli lokális változásaival nem kell számolnunk. A módszer igen jó értékeket ad és jól reprodukálható.

IV.1.5. ICP atomemissziós spektrometria (ICP-AES) és ICP-tömegspektrometria (ICP-MS)

Az induktív csatolású plazma (ICP) egy olyan gáz, ami megfelelő mennyiségben tartalmaz ionokat és elektronokat ahhoz, hogy a gáz elektromosan vezető legyen. A plazmát általában egy kvarcüveg lámpán belül képezzük úgy, hogy azt induktívan rádió frekvenciás energiaforráshoz kapcsoljuk az azt körülölelő réztekercsek segítségével. A

kvarcüveg lámpa három koncentrikus kvarc hengerből áll. Az argon gáz spirálisan áramlik a hengerközben, majd a nagyfeszültségű elektromos szikra hatására szabad elektronok jutnak be a gázáramba, amelyek a rádiófrekvenciás mágneses mezőben hol az egyik, hol a másik irányba mozognak magas frekvencián. A felgyorsult elektronok ütköznek az argon atomokkal, amelyek ionizálódnak, leadva egy elektront. Ez utóbbiak szintén oszcillációs mozgásba jönnek. Egyensúlyi állapotban egy olyan plazma jön létre, ami Ar atomokból, Ar ionokból és elektronokból áll. A gyors elektronmozgás nagyon magas hőmérsékletet hoz létre, ez elérheti a 6000-10000°C-ot, azaz a nap felszínét jellemző hőmérsékletet! Ez a nagy hőmérsékletű plazmagáz, mint valami fáklyaláng (angolul 'torch' a neve) jön ki a kvarc üvegcsőből. A középső hengerben lévő Ar gáz adja a folyamatos utánpótlást a plazmának, a belső csőbe áramoltatjuk a mintát. A mintabevitel oldatból pneumatikus (sűrített levegővel működő) porlasztó segítségével történik. A mintát egy kapilláris csőbe pumpálják, amibe argon gázt vezetnek, ezáltal a minta aeroszol cseppekre esik szét és kerül be a kamrába, majd a plazmába. A magas hőmérsékleten a minta ionizálódik. Az ICP technika előnye, hogy a magas hőmérsékleten nincs kémiai kölcsönhatás, ezért széles emissziós spektrum hozható ki az elemekből. Az ionokat egy csatlakozási felület vezeti át az ionokat a vákuum csőbe. A Ni-Pt kúpok kis nyílásain csak az ionizált részecskék jutnak túl.

Az ICP-AES módszer során a plazma képviseli a forrás egységet, azaz itt képezzük a bevitt mintából spektrumot. A plazma magas hőmérséklete miatt nagyon sok elem emissziós spektrumát képes leképezni. Egy elem emissziós spektruma akkor keletkezik, amikor az atomokat valamilyen módon gerjesztett állapotba hozzuk, és az ebből az állapotból való stabilizálódás során minden atom az állapotok közötti energiaátmeneteknek megfelelő energiát ad le energiárészecskék (pl. fotonok, elektronok) formájában. Ezeket az emittált, azaz kibocsátott részecskéket detektáljuk az atomemissziós spektroszkópia során. Mivel a gerjesztett állapotok, és a stabil állapot közötti energiák jellemzőek az atomokra (függ a rendszámtól), az emittált részecskék hullámhossza alapján következtetünk az atomok minőségére. Az ICP-AES során az atomok a gerjesztett állapotot a plazmában érik el, ahol a hőmérséklet akár 6000°C fokat is eléri. Az itt keletkező spektrumot a továbbiakban a spektrométer segítségével hullámhosszuk alapján szétszórjuk, és detektáljuk. A spektrum szétszórása egy olyan meghatározott felszínű rácszat segítségével történik, melynek rácsai összemérhetőek az emittált fotonok hullámhosszával. A rácszatról tovább szóródó fotonok interferálnak egymással és az azonos fázisban érkező fotonok erősítik egymást, ami végül éles, fényes vonalak sorozatát hozza létre a spektrumból. Ezeknek a vonalnak specifikus visszaszóródási szögük van, amely a hullámhossztól, és a rácszattól függ.

Az ICP-AES módszerrel a főelemek közül mindegyiket, a nyomelemek nagy részét megbízhatóan ki lehet mutatni és mennyiségileg meghatározni. A ritkaföldfémek mérése rutinszerű kationelválasztási és dúsítási előkészítések után történik. Néhány nyomelem meghatározása kis koncentráció esetén nem lehetséges, azonban elődúsítási technikákkal ezen elemek is kimutathatók (pl. platinafémek).

| Mérés oldatból | | szilárd mintából | |
|----------------|--------------------------------|------------------|----------------------------|
| | nem mérhető | | > 0.05 µg ml ⁻¹ |
| | 0.005-0.05 µg ml ⁻¹ | | 1-10 ppm |
| | < 0.005 µg ml ⁻¹ | | > 10 ppm |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 H | 2 He | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 Li | 4 Be | 5 B | 6 C | 7 N | 8 O | 9 F | 10 Ne | | | | | | | | | | | |
| 11 Na | 12 Mg | 13 Al | 14 Si | 15 P | 16 S | 17 Cl | 18 Ar | | | | | | | | | | | |
| 19 K | 20 Ca | 21 Sc | 22 Ti | 23 V | 24 Cr | 25 Mn | 26 Fe | 27 Co | 28 Ni | 29 Cu | 30 Zn | 31 Ga | 32 Ge | 33 As | 34 Se | 35 Br | 36 Kr | |
| 37 Rb | 38 Sr | 39 Y | 40 Zr | 41 Nb | 42 Mo | 43 Tc | 44 Ru | 45 Rh | 46 Pd | 47 Ag | 48 Cd | 49 In | 50 Sn | 51 Sb | 52 Te | 53 I | 54 Xe | |
| 55 Cs | 56 Ba | 57-70 | 71 Lu | 72 Hf | 73 Ta | 74 W | 75 Re | 76 Os | 77 Ir | 78 Pt | 79 Au | 80 Hg | 81 Tl | 82 Pb | 83 Bi | 84 Po | 85 At | 86 Rn |
| 87 Fr | 88 Ra | 89-102 | 103 Lr | 104 Rf | 105 Db | 106 Sg | 107 Bh | 108 Hs | 109 Mt | 110 Ds | 111 Uu | 112 Uub | 114 Uuq | | | | | |

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

IV.7. ábra – Az ICP-AES segítségével mérhető elemek a periódusos rendszerben és kimutatási határaik.

Az ICP használatához a mintákat minden esetben folyadék állapotba kell hoznunk. A mintaelőkészítés során tehát a szilárd mintákat fel kell oldanunk. A feloldáshoz általában hidrogénfluorid- és perklórsavat (salétromsavat) használnak. A mintaelőkészítés folyamatához tartozik a standard oldatok elkészítése, mellyel a mérést kalibrálni tudjuk. A standard oldatok ismert koncentrációi alapján elkészíthető lineáris egyenesek alapján számolhatjuk ki

az ismeretlen minták összetételét. Ezért a standard oldatok elkészítése különösen meghatározó a mérési eredményekre nézve.

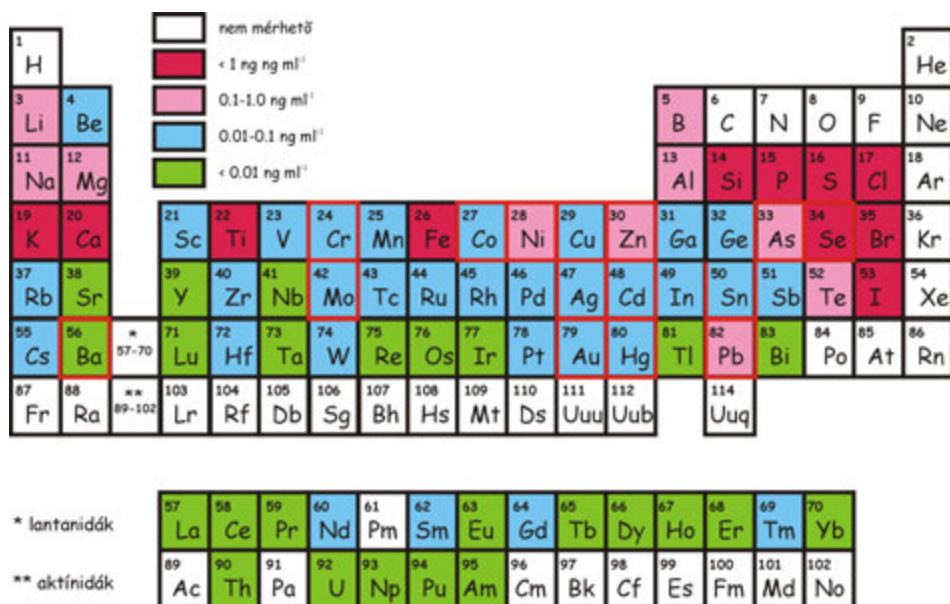
Az ICP-AES módszerrel 20-30 elemet meghatározhatunk akár 1 perc alatt, tehát a módszer egyik legnagyobb előnye a gyorsasága. További előny, hogy a mérések költsége alacsony, hogy sokféle mintatípus mérhető, nincsenek súlyosan zavaró eleminterferenciák és a plazma által létrehozott háttér rendkívül alacsony. A módszer segítségével a nyomelemek mérése alacsony kimutatási határokkal történik, és a főelemek meghatározása is kielégítő. A módszer alapvető hátránya, hogy szilárd minták esetében nem roncsolásmentes, valamint hogy a mintaelőkészítés hosszadalmas.

Az ICP tömegspektrometria (ICP-MS), talán kimondhatjuk, forradalmasította a geokémiát is, hiszen gyors mérésekkel, egyszerre nagyszámú elemet, főelemet és nyomelemet egyaránt képes nagy pontossággal meghatározni. Bár az első kereskedelmi készüléket 1984-ben állították forgalomba, a technika hamar elterjedt és az 1990-es években már sok helyen alkalmazták a földtudományokban is.

A mérés során az induktívan csatolt plazma a tömegspektrométer ionforrásaként szolgál. A mintabevitel hasonló módon történik mint az ICP-AES módszernél, azaz oldatból aeroszolt készítünk, amit a plazmában gerjesztett állapotba hozunk. A plazmában keletkező ionok, atomok és molekularészek keverékéből az ionokat a spektrométerhez a közöttük fellépő nyomáskülönbség segítségével juttatjuk el. A tömegspektrométer nagy vákuum alatt működik, ezért az atmoszférikus nyomású plazmából az ionok a vákuumba szívódnak. A leggyakoribb tömegspektrométerek kvadropol analizátorok, amelyek elektromos mező segítségével különítik el a különböző tömegű ionokat. A kvadropol analizátor tulajdonképpen egy tömegfilter, mely csak meghatározott tömeg/töltés-el rendelkező ionokat enged a detektorhoz minden egyes potenciálkombináció mellett. A kvadropol acélrudainak potenciálváltoztatásával a spektrométer akár 0.06 másodperc alatt végigszkenneli 4-240-ig a tömeg/töltés arányokat. A vizsgálat során általában 100-1000-szer szkenneli végig a spektrométer a spektrumot, melyek egymáshoz adódnak és minden egyes tömegszámhoz végül egy-egy csúcsot kapunk. Az itt keletkezett csúcsokat a későbbiekben elektronsokszorozó detektorokkal erősítjük, majd detektáljuk.

Mivel a háttér alacsony értékű (hasonlóan az ICP-AES-hez) és az egyes ionokat egyedül képes detektálni a spektrométer, a legtöbb elemet nagy érzékenységgel tudja kimutatni. A koncentráció értékeket az egyes izotópok csúcsterületéből kapjuk meg. A kvantitatív elemzés leggyakoribb módja a standard oldatokkal való kalibrálás hasonlóan az ICP-AES módszerhez. Több, a vizsgálandó elemeket tartalmazó standard oldatot készítünk, melyek koncentrációja felöleli az általunk mérni kívánt mennyiségi tartományt. Az oldatokat lemérve a beütésszámok alapján regressziós egyenest fektetünk az értékekre, melyeket az általunk ismert koncentrációkkal megfeleltetünk. Az ismeretlen minták egyes izotópjainak mért beütésszámát a megfelelő egyenesre vetítve megkaphatjuk a koncentráció értékeket.

Az ICP-MS segítségével a periódusos rendszer legtöbb eleme egyszerre meghatározható fő, kis és nyomelem mennyiségi szinten. Az analitikai körülmények alapján a módszer bizonyos elemcsoportokra (pl. ritkaföldfémek, HFS, PGE elemek) különösen alkalmas. A ritkaföldfémek esetében a kimutatási határ 0,001-0,01 ng ml⁻¹ közötti.



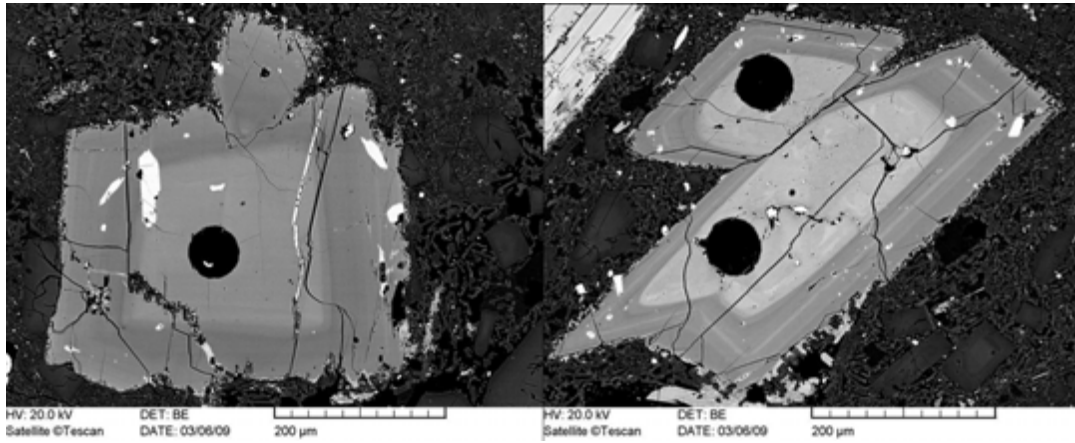
IV.8. ábra – Az ICP-MS segítségével mérhető elemek a periódusos rendszerben és kimutatási határaik.

Az ICP-MS-sel való méréshez általában oldatokat vagy oldatba vitt mintákat vizsgálunk. A mintaelőkészítési eljárás hasonlóan történik az ICP-AES módszernél leírtakhoz. A módszer egyik legfontosabb előnye a gyorsaság, az érzékenység, a jól kalibrálhatóság és a spektrumok egyszerűsége. Manapság már automatizált módon zajlanak, napi 24 órában a mérések. További előny, hogy viszonylag olcsó módszer. A módszer érzékenysége kivételes a legtöbb elem esetében. A kimutatási határok kivételesen alacsony értékeket adnak a legtöbb elem mérésekor. Speciális mintaelőkészítéssel rendkívül kis mennyiségű minták is mérhetőek. A módszer alkalmas elemek és izotóparányok mérésére is, bár a geológiai használatához az izotóparányokat nem lehet elegendően pontosan megadni a módszer segítségével. A módszer hátránya, hogy nem roncsolásmentes és a mintaelőkészítés általában hosszadalmas.

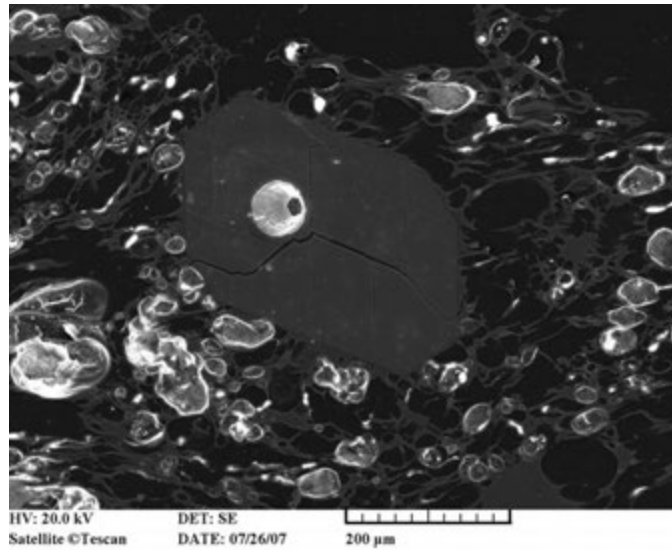
IV.1.6. Lézer-ablációs ICP tömegspektrometria (LA-ICP-MS)

A lézer-ablációs ICP tömegspektrometria (LA-ICP-MS) egyre jobban elterjedő pont-elemzéses módszer, ami lehetővé teszi szilárd minták nagy pontosságú nyomelem koncentráció meghatározását. A Nd:YAG (YA1-gránát) lézerforrásból származó nyaláb jellemzően kis hullámhosszú és minél rövidebb impulzusokban (általában 10 Hz) érkezik. A Nd:YAG lézer hullámhossza 1064 nm (IR), azonban a minta gerjesztéséhez kisebb hullámhossz (lehetőleg az UV tartományban) a kedvezőbb, mert a vizsgált anyagok nagy része ekkor jobban abszorbeál, így nagyobb érzékenység, kisebb elem- és izotópfractionáció érhető el. A lézerablációhoz használt lézerek 213 nm vagy 266 nm frekvencián működnek (Excimer ArF lézerek). A lézersugarat tükrökkel és lencsékkel fókuszálják a minta felületére.

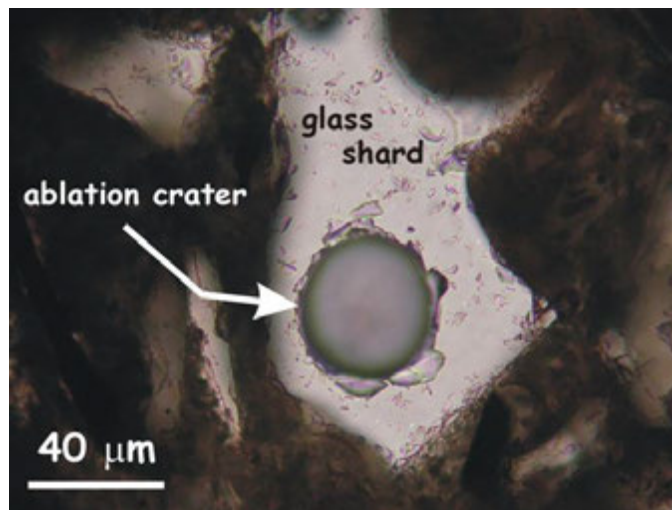
A minta általában egy a szokottnál vastagabb (legalább 100 μm vastag), polírozott vékonycsiszolat. A lézer egy meghatározott átmérőjű ablációs krátert váj ki fokozatosan a mintából. Az abláció során kb. 1 mikrométert mélyül a kráter másodpercenként. A kráter átmérő a néhány mikron nagyságtól a 1000 mikronig terjedhet, a leggyakrabban használt átmérő ásványok nyomelem elemzése során 40-100 μm . Az abláció célja, hogy a vizsgált anyag minél nagyobb része a mintához hasonló összetételű kisméretű és nagyjából azonos szemcseméretű aeroszollá alakuljon. A gerjesztett minta nagy része nem jut be az ICP plazmába, nagyobb része a kráter körül rakódik le. Ezt az anyag- és információvesztességet figyelembe kell venni a mérés során. A mintát He vivőgázzal szállítják a plazmába és a mérés hasonló módon történik, amint azt az előző fejezetben az ICP-MS technika rövid bemutatása során tárgyaltuk.



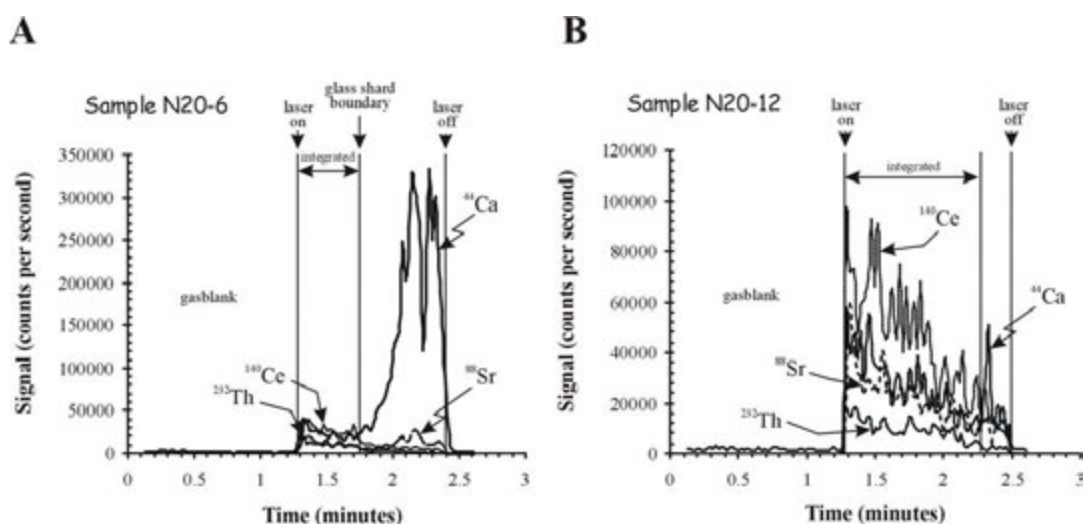
IV.9. ábra – 40 mikrométer átmérőjű lézer ablációs kráterek a csomádi dácit amfibol kristályain. Mindkét esetben az erősen zónás amfibol kristálymagjának nyomelem koncentrációját sikerült így meghatározni.



IV.10. ábra – Piroxén kristályba mélyült lézer ablációs kráter scanning felvételen.



IV.11. ábra – 40 mikrométer átmérőjű lézer ablációs kráter a bükkaljai ignimbrít alapanyagában lévő apró üvegszilánkon.



IV.12. ábra – Bükkaljai ignimbrít két üvegszilánkjának mérése: az ábrák az idő előrehaladásával mutatja néhány kiválasztott izotóp beütésszámának változását, ami alapján kijelölhető az a szakasz, ami biztos csak a mérendő mintát jelenti. Az első esetben ez egy vékony a másik esetben egy vastagabb üvegszilánkot takar. A koncentráció számoláshoz fontos pontosan meghatározni a figyelembe veendő időintervallumot.

Fontos tudnunk, hogy egy kristály elemzése során a kráter akár különböző összetételű zónákat vagy zárványokat is harántolhat, vagy akár ki is juthat az ásványból. Ezek felismerését megkönnyíti az idősoros mérés, azaz látjuk a beütésszám változást az idő függvényében. A mérés elején az üres vivőgázt mérjük, mint háttérrel, majd érkezik az első mintaanyag, ami még szennyezett lehet a minta felületén lévő idegen anyagoktól. Néhány másodperc múlva azonban már a tiszta mintát mérjük. A beütésszám fokozatosan csökken, ahogy egyre mélyül a kráter. A beütésszám változása alapján észlelhetjük, ha már más anyag is bekerült a plazmába és lehetőség van ma már szoftveres feldolgozással arra is, hogy kiválasszuk azt az időintervallumot, ahol a homogén beütésszám alapján feltételezzük, hogy csak a vizsgált mintából származó anyagot mértük. Ez különösen gondos elemzést igényel nagyon kicsi minták esetében, mint például szilikátolvadék-zárványok vagy üvegszilánkok, apró járulékos ásványok mérése esetén. A méréshez szükséges kalibráció külső és belső standardokkal történik. Az előbbi a koncentráció beállításához, az utóbbi az ablációs különbségek kiegyenlítéséhez szükséges. A mért intenzitás értékeket a belső standardhoz viszonyítjuk és ebből történik a számolás. Mivel az abláció során különböző mennyiségű anyag kerül a plazmába és így mérésre, nem használhatjuk a korábbiakhoz hasonlóan az intenzitásgörbe alatti területeket a koncentráció érték kiszámolására. Az intenzitást ezért egy adott izotóp intenzitásához (külső standard ismert koncentrációjú eleméhez) viszonyítjuk. Ez azt jelenti, hogy meg kell adnunk a minta egy főelem koncentrációját, amit korábban például mikroszonda méréssel megkaptunk. Szilikátok mérése során leginkább a Ca és Si koncentráció értékét használják külső standardként. A kapott intenzitás értékeket ehhez az ismert koncentrációjú elem intenzitásához viszonyítják, azaz a kapott nyomelem koncentráció adatok arányosan változnak a megadott Ca vagy Si koncentráció értékhez képest. Belső standardként leggyakrabban szintetikus szilikát üvegstandardot használnak, a legelterjedtebb a NIST-612 (30-40 ppm nyomelemhez) vagy a NIST-610 (300-400 ppm nyomelemhez) standard.

A LA-ICP-MS módszer egyre tökéletesedik, ami azt jelenti, hogy egyre kisebb átmérőjű kráter ablációval is megfelelő kimutatási határral határozható meg nagyszámú nyomelem. A mérés gyors és nagy előnye, ha szoftveresen időben követni tudjuk az elemek intenzitásváltozását. Ezután utólag is kiválasztható a számolás során figyelembe vett időintervallum és így a lehető legtisztább, csak a mintából származó anyagot tartalmazó koncentráció adatsort kapunk.

IV.2. Elemek geokémiai rendszere, csoportosítása

Az elemek geokémiai eloszlását a Földön számos tényező befolyásolja. Az elemek szerkezeti felépítéséből következő tulajdonságaik alapján jól csoportosíthatók és ez alapot ad a geokémiai osztályozásukra is. Dimitrij Mengyelejev 1869-ben alkotta meg az elemek periódusos rendszerét, ami forradalmi változást hozott a tudományban. A periódusos rendszer elvének hasznossága abban rejlik, hogy az elemek tulajdonsága periodikus összefüggésben van az

atomtömegükkel és atomszerkezetükkel. Habár 1869-ben még csak 67 elemet ismertek, a periódusos rendszer alapján meg lehetett jósolni egyes elemek felfedezését, mint például a bór, a szkandium, a germánium azonosítását, sőt tulajdonságát is. Természetszerűen Mengyelejev kezdeti periódusos rendszere is jelentős változáson ment keresztül, mint sok más felfedezés. A periódusos rendszerben az elemek ma már atomszámuk szerint sorakoznak, úgy tűnik ugyanis, hogy tulajdonságaikat leginkább az atommag szerkezetük (protonok és neutronok száma) határozza meg. Az atomtömeget a protonok és neutronok száma határozza meg, az elem tulajdonságai pedig leginkább a protonok számától függ. Egy adott protonszám mellett különböző számú neutron helyezkedhet el az atommagban, azaz egy elemnek különböző izotópja létezik. Az elektronok számát az atomszám határozza meg, az elektronok elhelyezkedése (elektronszerkezet) pedig az elem kémiai tulajdonságait szabja meg. Az elektronszerkezet szabályszerűsége határozza meg az elemek elhelyezkedését az egyes periódusokban. A 4. periódus elemeiben például a 4s, majd a 3d, végül a 4p elektronpályák népesülnek be. A kémiai kötésben a legkülső, lazábban kötött elektronok vesznek részt, azaz azok az elemek, amelyeknek azonos számú elektronja van a legkülső elektronhéjon hasonló tulajdonsággal rendelkeznek. Ezek az elemek egymás alatt helyezkednek el a periódusos rendszerben (pl. Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra) és egy csoportot alkotnak. Az elemek viselkedését, például a geokémiai rendszerekben jobban megérthetjük, ha ismerjük tulajdonságaikat, mint például ionizációs potenciáljukat (elektronok eltávolításához szükséges energia, azaz kation létrehozása), elektronegativitásukat (elektron-befogóképesség, azaz anion létrehozása), elektronegativitásukat, töltésüket ionos állapotban, valamint ionsugarukat.

Elemek periódusos rendszere

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|----|----|-----------------|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|-----|---|----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 10 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | | | | |
| 1 | H | | | | | | | | | | | | | | | He | | | | | | |
| 2 | Li | Be | | | | | | | | | | | | | | | B | C | N | O | F | Ne |
| 3 | Na | Mg | | | | | | | | | | | | | | | Al | Si | P | S | Cl | Ar |
| 4 | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr | | | | |
| 5 | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Tc | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I | Xe | | | | |
| 6 | Cs | Ba | lanf- nidlák | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | At | Rn | | | | |
| 7 | Fr | Ra | akt- nidlák | Rf | Db | Sg | Bh | Hs | Mt | Ds | Uuu | Uub | | | | | | | Uuq | | | |

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

IV.13. ábra – Az elemek periódusos rendszere

Az elemek jelenlegi geokémiai csoportosítása hozzávetőleg követi a periódusos rendszerben elfoglalt helyüket, habár vannak ettől eltérő beosztások is. Az elemek földkéregbeli gyakorisága alapján elkülönítünk *főelemeket* (átlagos földkéregbeli koncentrációjuk nagyobb mint 1t%, pl. Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, O) és *nyomelemeket* (azok az elemek, amelyekre érvényes a Henry-törvény; átlagos földkéregbeli koncentrációjuk kisebb mint 1t%, pl. Rb, Ba, Pb, Nb, Zr). A főelemek koncentrációját oxidos formában adják meg, mivel ezek többnyire szilikátok fő alkotóiként jelennek meg a földkéregben, míg a nyomelemek részben a főelemeket helyettesítik, részben statisztikus eloszlásban, laza kötésben vannak a szilárd fázisokban. Emellett megkülönböztethetők az *illó elemek*, amelyek gáz vagy folyadék fázisban fordulnak elő. Az elemek egy másik csoportosítását Victor Goldschmidt alkotta meg a XX. század első felében (1923). Az osztályozás alapja a meteorit típusokban való megjelenésük, illetve a földövekben való elhelyezkedésük, valamint oxigénhez, illetve kénhez való affinitásuk. Ezek alapján Goldschmidt a következő csoportokat különítette el: *sziderofil* elemek, amelyek fémes fázisban jelennek meg, a vasmeteoritokban és a földmagban gyakoriak (pl. Fe, Co, Ni, Pt, Au, Mo, Sn, As); *kalkofil* elemek, amelyeknek nagy a szulfid fázishoz való affinitásuk, a troilitokban jelennek meg (pl. Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Pb, Se, Mo, Pb); *litofil* elemek, amelyeknek nagy az oxigénhez való affinitásuk, főleg szilikátokban fordulnak elő, a kőmeteoritok, továbbá a földkéreg és földkéreg fő alkotói (pl. Na, K, Rb, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Si, Ti, Zr, Th, P, V, Nb, O) és *atmofil* elemek, amelyek erősen illó tulajdonságúak a földfelszínen és főleg az atmoszférában és a hidroszférában dúsulnak (pl. H, N, O, He, Ne, Ar). A felsorolt példák közül látható az is, hogy egyes elemek különböző csoportban is megjelenhetnek. A vas, a kobalt és a nikkelt például sziderofil elem, de a földkéregben kalkofil tulajdonságú.

Elemek Goldschmidt-féle osztályozása

| | |
|--|-----------------|
| | litofil elem |
| | sziderofil elem |
| | kalkofil elem |
| | atmofil elem |

| periódus | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|----------|----|----|-----------------------|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | H | | | | | | | | | | | | | | | | | He |
| 2 | Li | Be | | | | | | | B | C | N | O | F | Ne | | | | |
| 3 | Na | Mg | | | | | | | Al | Si | P | S | Cl | Ar | | | | |
| 4 | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr |
| 5 | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Tc | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I | Xe |
| 6 | Cs | Ba | lanthanidák 89-103 | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | At | Rn |
| 7 | Fr | Ra | aktinidák 89-103 | Rf | Db | Sg | Bh | Hs | Mt | Ds | Uuu | Uub | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

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

IV.14. ábra – Az elemek csoportosítása Goldschmidt szerint (White, 2001 nyomán)

Az elemek egy másik szempontú csoportosítása a kozmokémiai (kondenzációs, illetve illékonysági) sajátágain alapul. Azokat az elemeket, amelyek magasabb hőmérsékleten kondenzálódnak, mint a Mg-szilikátok és a vas-nikkel ötvözet (kb. 1300-1350°K, 10^{-4} atm nyomáson), *refraktórikus* elemeknek nevezik. A kozmokémiai szempontból *közepesen illó* elemek 690°K és 1300°K hőmérséklet között kondenzálódnak, míg a 690°K alatti hőmérsékleten kondenzálódó elemeket *illó* elemeknek nevezik.

Elemek kozmokémiai osztályozása

| | |
|--|------------------------------|
| | közepesen illó elem |
| | erősen illó elem |
| | erősen refraktórikus elem |
| | közepesen refraktórikus elem |
| | gyengén refraktórikus elem |

| periódus | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|----------|----|----|-----------------------|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | H | | | | | | | | | | | | | | | | | He |
| 2 | Li | Be | | | | | | | B | C | N | O | F | Ne | | | | |
| 3 | Na | Mg | | | | | | | Al | Si | P | S | Cl | Ar | | | | |
| 4 | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr |
| 5 | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Tc | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I | Xe |
| 6 | Cs | Ba | lanthanidák 89-103 | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | At | Rn |
| 7 | Fr | Ra | aktinidák 89-103 | Rf | Db | Sg | Bh | Hs | Mt | Ds | Uuu | Uub | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

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

IV.15. ábra – Az elemek kozmokémiai csoportosítása

Elemek geokémiai osztályozása

| periódus | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|----------|----|----|--------------|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | H | | | | | | | | | | | | B | C | N | O | F | Ne |
| 2 | Li | Be | | | | | | | | | | | Al | Si | P | S | Cl | Ar |
| 3 | Na | Mg | | | | | | | | | | | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr |
| 4 | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr |
| 5 | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Tc | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I | Xe |
| 6 | Cs | Ba | lanthanoidok | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | At | Rn |
| 7 | Fr | Ra | aktinoidok | Rf | Db | Sg | Bh | Hs | Mt | Ds | Uuu | Uub | | | | | | |

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

IV.16. ábra – Az elemek geokémiai csoportosítása (White, 2001 nyomán, kis változtatással)

Az elemek jelenleg általánosan használt geokémiai csoportosítását a fenti ábra mutatja. Az *illó* elemek nem kötődnek ásványokhoz és kőzetekhez. A nemesgázok lezárt külső elektronhéja kémiai semleges tulajdonságot ad, a természetben illékony fázisban jelennek meg. Erre vezethető vissza az is, hogy földi gyakoriságuk igen kicsi. Habár közvetlenül nem kötődnek szilárd fázisokhoz, azok felszínén van der Waals kötéssel adszorbeálódhatnak. Az ún. *félig illó* elemek részben fluid vagy gáz fázisban jelennek meg (pl. Cl, Br), részben illékony vegyületet formálnak (pl. CO₂, SO₂). A félig illó tulajdonságra legjobb példa a szén viselkedése: a szén elem formában magas olvadáspontú szilárd fázisban fordul elő (gyémánt, grafit), azonban oxigénnel együtt illékony vegyületet formál (CO₂). A halogén elemek külső elektronhéja s²p⁵, azaz egy elektron befogásával telítődik. Ezért ezek az elemek többnyire anionként fordulnak elő. A klór és a bróm elsősorban a tengervízben koncentrálnak.

Az alkáli és alkáli földfém elemek külső elektronhéján egy vagy két elektron található, amelyek viszonylag könnyen eltávolíthatók. Ezekre a kationokra a kis iontöltés (+1 és +2) és nagy ionsugár (0,118-0,188 nm) jellemző. Ezért az alkáli és alkáli földfém elemeket *nagy ionsugarú litofil* elemeknek (LILE=large-ion-lithophile elements) vagy más néven *kis tére rejűnyomelemek*nek nevezik. Ezeknek az elemeknek elektronegativitásuk kicsi (<1,0), ezért leginkább ionos kötésben szerepelnek vegyületekben. Mivel az ionos kötés vízben könnyen szétszakad, ezért ezek az elemek vizes oldatokban mobilisak, azaz metamorfózis és mállás során könnyen távoznak a kőzetekből. Kozmokémiai szempontból az alkáli fémek a közepesen illékony elemek közé tartoznak, míg az alkáli földfémek refraktórikus elemek. Szilikátos magmában a nagyobb rendszámú LIL elemek (pl. Rb, Ba, Cs, Sr) inkompatibilisen viselkednek, ami azt jelenti, hogy részleges olvadás, illetve frakcionációs kristályosodás során inkább az olvadékban maradnak, mintsem a szilárd fázisba lépnek be. Ez azzal magyarázható, hogy ionsugaruk olyan nagy, ami meghaladja a bazaltos magmából kiváló szilikátos ásványok még legnagyobb méretű oktaéderes helyét is, azaz energetikailag nem kedvező ezen elemek beépülése a kristályos fázisba. Az alkáli földfémek közé tartozó berillium ionsugara kisebb, mint a szilikátos ásványok oktaéderes helye, azonban főelemet való helyettesítése szintén kedvezőtlen energetikailag, mivel azokhoz képest túl kicsi a méretük. Az alkáli fém lítium ionsugara még összevethető a magnézium és vas ionsugarával, azonban iontöltése kisebb náluk. Ezért ez a két elem is inkompatibilisen viselkedik bazaltos magmás rendszerben. A LIL elemek között a K és Rb egyes izotópjai radioaktívan bomlanak. A ⁴⁰K izotóp ⁴⁰Ca és ⁴⁰Ar izotópra bomlik, míg a ⁸⁷Rb radioaktív bomlása során ⁸⁷Sr izotóp keletkezik. Mindkét bomlási folyamatot felhasználják kőzetek kormeghatározási vizsgálatában. A stroncium izotópjainak aránya (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) zárt rendszerű magmás folyamatok során nem változik, értékét elsősorban az adott kőzet Rb/Sr aránya és az idő befolyásolja, ezért petrogenetikai jelentősége igen nagy. A földképen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotóparánya jóval kisebb, mint a földkéregé. Ez azzal magyarázható, hogy a Rb erősebben inkompatibilis a Sr-nál, azaz részleges olvadás során a Rb nagyobb mértékben lép a magmába, mint a Sr. A keletkező magma Rb/Sr aránya tehát nagyobb lesz, mint a megolvadó kőzeté, az olvadás után visszamaradt kőzet Rb/Sr aránya viszont kisebb lesz. A több olvadási folyamaton keresztül ment kimerült felsőképen Rb/Sr aránya kicsi, azaz jóval kevesebb radiogén Sr képződik (a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr viszonylag alacsony; <0,704), mint a földkéregben (a földkéreg tömege a földképen olvadása során képződött

magmák kikristályosodásával növekszik), aminek nagy a Rb/Sr aránya ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ viszonylag magas; $>0,707$). A tengervíz $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aránya a földtörténet során különböző mértékben változott, ami a jelentősebb óceáni kéreg képződési, illetve a jelentősebb orogén tektonikai fázisokkal magyarázható. A berrilium izotópjai közül a ^7Be és ^{10}Be kozmikus sugárzás következtében képződik a levegő oxigén és nitrogén izotópjaiából. A ^7Be izotóp felezési ideje 53,2 nap, azaz hamar elbomlik, a ^{10}Be izotóp felezési ideje azonban 1,5 millió év. Mindkét izotóp mennyiségi változását felhasználják a légköri vizsgálatokban, a kozmikus sugárzás mértékének nyomon követésére. A ^{10}Be izotópnak azonban jelentős geokémiai felhasználása is van. A szubdukciós övezetekben képződő vulkáni kőzetekben ugyanis viszonylag jelentős ^{10}Be izotóp mennyiséget mértek. Mivel ez az izotóp az atmoszférában keletkezik, ezért a földképeny-eredetű magmába csak úgy juthat be, ha a szubdukció során üledékes anyag kerül a mélybe. A ^{10}Be izotóp ugyanis adszorbeálódik a kontinentális és pelágikus üledékekben, azaz ezekben a képződményekben nagy a ^{10}Be izotóp mennyisége. A szubdukciós zónák vulkáni kőzeteiben mért magas ^{10}Be izotóp mennyiség tehát egyértelmű bizonyítéka annak, hogy a földképenybe üledékes anyag kerül be az óceáni lemez alábukása során.

A bazaltos magmás rendszerekben szintén inkompatibilisen viselkednek az úgynevezett *nagy térerejű nyomelemek* (HFSE=high-field-strength elements). Kozmokémiai szempontból ezek mind erősen refraktórikus elemek. Ezeknek az elemeknek nagy az iontöltésük (+4, +5, +6), viszont ionsugaruk kicsi ($<0,08$ nm), azaz ionpotenciáljuk (=iontöltés/ionsugár) nagy (>2). A Zr, Hf, Nb és Ta mellett bizonyos szempontból ebbe a csoportba tartozik a Ti, a Th és U is (nagy az iontöltésük). Ezen elemek inkompatibilitását az adja, hogy nagy töltésük miatt nem tudják helyettesíteni a főelemeket csak akkor, ha további helyettesítések is történnek. Ez viszont energetikailag nem kedvező. A nagy iontöltésű HFS elemek elektronegativitása nagyobb (1,3-1,6), mint a LIL elemeknek, ami miatt az általuk létesített kötések kovalensebb jellegű. Ezért ezeket az elemeket vizes oldatok nem mobilizálják, koncentrációjuk és elemarányuk alapvetően megmarad metamorf átalakulás és mállást követően is. Ez különösen emeli geokémiai fontosságukat, mivel még többé-kevésbé átalakult idősebb kőzetek esetében is utalnak az eredeti összetételbeli sajátosságokra. Az óceáni lemez szubdukciója során az alábukó óceáni lemez dehidratálódik, azaz fokozatosan elveszti víztartalmát. A HFS elemek azonban immobilis tulajdonságuk miatt nem távoznak el az óceáni lemezből. A szubdukciós övekben megjelenő vulkáni kőzetekben ezért viszonylag kicsi a HFS koncentráció a többi inkompatibilis nyomelemhez (pl. LIL elemek, könnyű RFF elemek) képest. A földképeny mélyebb részeibe jutó egykori óceáni lemezmaradványok a részben a mag-köpeny, részben az alsó és felső köpeny határán (670 km mélyen) halmozódnak fel. Ezekből a rétegekből indulnak ki az úgynevezett köpenycsovák, amelyekből származó magmák a forró foltok tűzhányóit táplálják. Ezeknek a vulkáni kőzeteknek viszonylag magas a HFS elem tartalma, ami összhangban van a köpenycsovák forrásaként szolgáló, HFS elemekben gazdag óceáni lemezmaradványok mélybeli felhalmozódásával.

A HFS elemekhez igen hasonlóan viselkednek a *ritkaföldfém (RFF) elemek* is. A lantanidák mellett ide sorolható az Y és bizonyos mértékben a Th és U is. Ezeknek az elemeknek elektronegativitása 1-1,2 körüli, ezért ionos kötést létesítenek. A RFF elemek közös tulajdonsága, hogy +3 iontöltésük van, csupán a Ce és Eu szerepelhet más iontöltéssel is (+4, illetve +2) bizonyos oxidációs körülmények között. Az ionos kötés ellenére a RFF elemek kevésbé oldódnak vizes oldatokban, azaz alapvetően immobilisak. Ez elsősorban a viszonylag magas iontöltésükkel és nagy ionpotenciáljukkal magyarázható. A RFF elemek nagyon hasonló viselkedése elektronszerkezeti sajátosságaikra vezethető vissza. Az átmeneti fémekhez hasonlóan először a külső s elektronpályájuk töltődik fel. Ezután következik az 5d és alapvetően a 4f pályák feltöltődése. Mivel a külső elektronhéjukon az elektronok száma azonos, ezért kémiaiailag nagyon hasonlóak. Ionsugaruk a lantántól fokozatosan csökken a lutécium felé, aminek következtében a lantán és közelében lévő RFF elemek erősebben inkompatibilisek, mint a nehéz RFF elemek. Ez utóbbiak (például ytterbium, lutécium, valamint az yttrium) bizonyos ásványok (például gránát) esetében helyettesíthetik az alumíniumot. Az Eu redukív viszonyok között +2 töltésű kation formájában van jelen. Ebben az esetben hasonlóan viselkedik, mint a Sr és helyettesítheti a plagioklászban a kalciumot. A ritkaföldfém elemek hasonló tulajdonsága, azonban kissé eltérő inkompatibilitása miatt érzékenyen használhatók magmás folyamatok nyomon követésére, a Föld nagyléptékű fejlődésének leírására. A primitív köpeny olvadása során az erősebben inkompatibilis könnyű RFF elemek a nagyobb részarányban léptek a magmába, mint a kevésbé inkompatibilis nehéz RFF elemek. A többszörös magmaeltávozás miatt a kimerült felsőköpeny jellemzően könnyű RFF elemekben szegény kémiai összetételt mutat. A RFF elemek között számos radioaktívan bomló izotóp van. Az izotópgeokémiai vizsgálatokban elsősorban a ^{147}Sm izotóp bomlásából származó ^{143}Nd és a stabil ^{144}Nd izotóp arányát használják fel petrogenetikai vizsgálatokban. A kimerült földképeny $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotóparánya nagyobb, mint a földkéregé, mivel a Sm kevésbé inkompatibilis a Nd-hoz képest, ezért a részleges olvadás során visszamaradt köpenyanyag Sm/Nd aránya nagyobb lesz, mint a magmák által táplált földkéregé. Emellett bizonyos ásványok (pl. gránát) keletkezési korának meghatározásában is használják a ^{147}Sm - ^{143}Nd radioaktív bomlási rendszert. Újabban, az analitikai technika fejlődésével egyre szélesebb körben használják a ^{176}Lu - ^{176}Hf radioaktív izotóprendszert is.

A *thórium* és *urán* az aktinidákhoz tartozik és részben a HFS, részben a RFF elemekhez hasonló tulajdonságot mutatnak, emellett azonban egyedi tulajdonságaik is vannak. Mindkét elem ugyanis radioaktívan bomló izotópokat (pl. ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) tartalmaz. A hosszú felezési idejű radioaktív izotópok több rövid életű izotóp keletkezésén keresztül bomlanak stabil ólom izotópokra (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb). Ezt a folyamatot széles körben használják a kormeghatározási vizsgálatokban. A Föld korát U-Pb izotópok segítségével határozták meg pontosan, a rövid életű izotópokat pedig a viszonylag recens (0-400 ezer éves) üledékes és magmás folyamatok időbeli lefolyásának vizsgálatában használják. A radioaktív bomlás jelentős hőfelszabadulással jár, az urán és thórium radioaktív bomlása a ^{40}K bomlása mellett a Föld radioaktív energiájának jelentős részét adja. A Föld kialakulásának kezdetén a felszabaduló radioaktív energia még jóval nagyobb volt (kb. hatszorosa a mainak), 4,5 milliárd év alatt azonban jelentősen csökkent a radioaktív izotópok mennyisége. A földkéreg kőzeteiben a radioaktív hőtermelés jóval nagyobb, mint a földkéregben, mivel a thórium és urán erősen inkompatibilisen viselkedik bazaltos magmás rendszerben, azaz a magmában dúsulnak. A földkéreg többszöri olvadása során tehát a thórium és urán eltávozik a földkéregből és a földkéregben dúsulnak. Vízben általában nem oldódnak, azonban az urán oxidatív körülmények között mobilizálódik vizes oldatokban, mivel az U^{6+} jól oldódó UO_2^{2-} (uranil) komplexet képez. Ez a folyamat elkülöníti az uránt a thóriumtól.

Az *átmeneti fémek első sorozatának* nyomelemei (FTSE=First-transition-series-elements) a periódusos rendszerben a negyedik sorban helyezkednek el a szkandiumtól (Sc) a cinkig (Zn). Hasonló tulajdonságuk elektronszerkezeti sajátágaikkal magyarázható. Először ugyanis a $4s^2$ pálya töltődik fel ebben a periódusban, majd a Sc-től a Zn-ig a 3d elektronpálya telik meg elektronokkal. Ez azt jelenti, hogy a külső elektronszerkezeten azonos számú elektron van, kémiai tulajdonságaik tehát sok tekintetben hasonló. Ennek ellenére geokémiai tulajdonságaik változó. Ez elsősorban arra vezethető vissza, hogy az FTS elemek többféle iontöltéssel is megjelenhetnek a természetben, azaz tulajdonságaik részben a környezet oxidációs állapotától is függ. Elektronegativitásuk nagyobb, mint a LIL elemeké, azaz kötéseikben erősebb a kovalens jelleg (például szulfidokban). Vízben való oldhatóságuk erősen függ az iontöltésüktől. A magmában szintén különbözően viselkednek. A Ti, a Cu és Zn bazaltos magma esetében inkompatibilis, míg a króm, nikkél és kobalt ebben a rendszerben a legerősebb kompatibilitást mutatja. Ezek a nyomelemek ugyanis könnyen helyettesíthetők a magnéziumot és a vasat, így a kristályosodás során a kezdetben kiváló mafikus szilikát ásványokba (olivin, piroxén, spinell) lépnek be.

A *platinafémek* (PGE=Platinum-group elements) és *nemesfémek csoportja* viszonylag ritka elemeket tartalmaz. Ezek tipikusan sziderofil tulajdonságúak, a természetben elsősorban a földmagban dúsulnak. Bizonyos esetekben azonban sziderofil tulajdonságot is mutathatnak, az érclelőhelyeken például szulfidos ásványokban jelenhetnek meg. Magmás folyamatok során az Os, Ir, Ru és Rh kompatibilis tulajdonságúak, a Pt és Pd ezzel szemben inkompatibilis nyomelem. Ha azonban szulfid fázis különül el a szilikátos magmából, akkor a platinacsoport elemei a szulfid fázisba lépnek be. E folyamat során jöhetnek létre a viszonylag jelentős PGE koncentrációjú szulfid ércek.

Az előbbieken ismertetett geokémiai csoportoktól néhány elem azonban különbözik. Ilyen például a bór, a foszfor és az ólom, ami egyik csoportba sem sorolható be teljesen. A *bór* geokémiai tulajdonságai csak az 1980-as évektől vált ismertté. Ennek egyik oka, hogy kimutatása nem egyszerű analitikai feladat, másrészt koncentrációja a kőzetek nagy részében alacsony. A bór elektronegativitása viszonylag nagy (2,0), azaz kötéseiben viszonylag erős a kovalens jelleg. Leggyakrabban borátok (BO_3^{3-} és BO_4^{5-} komplexek) formájában jelenik meg a természetben. A borátok vízben könnyen oldódnak, ezért a bór egyik legfontosabb felhalmozódási helye a tengervíz. A vízben hármas koordinációjú $\text{B}(\text{OH})_3$ -csoport (bórsav) és a négyes koordinációjú $\text{B}(\text{OH})_4^-$ -ion (borát) formájában fordul elő, amelyek arányát a víz pH-tartalma határozza meg. A bór tehát fluid-mobilis tulajdonságú, azaz metamorfózis és mállás során - hasonlóan a LIL elemekhez - könnyen távozik a kőzetekből. A bór koncentrációja a földkéregben és az alsókéregben nagyon kicsi (<3 ppm), ezzel szemben a szubdukciós övezetekben megjelenő vulkáni kőzetekben viszonylag dúsul ($\text{B} > 10$ ppm). Ez azzal magyarázható, hogy a szubdukció során a köpenybe lejutó üledékből és az alábukó óceáni litoszféra lemezéből viszonylag jelentős mennyiségű bór távozik a felszabaduló vizes oldatokban és jut be a szubdukáló lemez feletti köpenyékbe, a mészkáli magmák forrásterületére. Bazaltos magmás rendszerben erősen inkompatibilis tulajdonságú, hasonlóan a káliumhoz és nióbiumhoz.

A *foszfort* hagyományosan a főelemekhez sorolják, azonban koncentrációja alapján inkább a nyomelemekhez tartozik. Ionizáltsága nagy (+5), ami miatt inkompatibilis elem bazaltos magmás rendszerben. Járulékos ásványokban PO_4^{3-} ion formájában jelenik meg (pl. apatit, monacit).

A *ólom* geokémiaiilag nagyon fontos elem, mivel mérgező tulajdonságú és a környezetre jelentős veszélyt jelent. Több izotópja (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) radioaktív bomlás során keletkezik. Az ólom alapvetően kalkofil tulajdonságú elem és sok tekintetben hasonló tulajdonságot mutat, mint a LIL elemek (pl. ionizáltsága általában +2, ionsugara

0,119 nm). Elektronegativitása azonban közel van a bórhoz (1,9), és ez azt jelenti, hogy a kötéseiben a LIL elemeknél erősebb kovalens jelleg mutatkozik. Vízben többnyire jól oldódik, ami más elemekkel való komplexképző sajátágaival magyarázható. Az ólom a nehéz elemek (rendszám>60) közül a leggyakoribb elem a földkéregben (átlagos koncentrációja 16 ppm). Bazaltos magmás rendszerben közepesen inkompatibilis, hasonlóan a könnyű RFF elemekhez és a stronciumhoz. Az ólom elsősorban az üledékekben dúsul. A szubdukció során a köpenybe kerülő üledékek viszonylag jelentős mennyiségű ólomot szállítanak vissza a földköpenybe. Ezért a szubdukciós zónákban megjelenő vulkáni kőzetekben viszonylag magas az ólom koncentráció.

IV.3. Alapvető kőzetkémiai számolások

Geokémiai vizsgálatok során gyakran kényszerülünk arra, hogy különböző kémiai koncentrációegységben megadott adatokat hasonlítsunk össze vagy alakítsuk át adatainkat egy, az értelmezéshez alkalmasabb formába. A magmás kőzetkémiai példákban például, nagy szerepe van a különböző elemarányoknak, amelyekből fontos petrogenetikai következtetések vonhatók le. Ilyen arány pl. a K/Rb, Ti/V stb. Ezen elemek közül a K-ot és Ti-t többnyire oxidos (tömegszázalékos koncentrációegységben), a Rb-t és V-t pedig elem (ppm-ben kifejezve) formában adják meg. Az arányok kiszámolásához ugyanabba az koncentrációegységbe kell hoznunk az elemeket. Hasonló átszámolásra van szükség a sokelemes nyomelem diagramok készítése során is, ahol a nyomelemek mellett a K, Ti és P is szerepel. Ásványkémiai számítások során az oxidos formában kifejezett összetételt kell moláris ionszámokká alakítanunk, hogy a vizsgált ásvány sztöchiometriai összetételét meg tudjuk határozni. E fejezetben a legfontosabb konverziókat tekintjük át. Először azonban definiáljuk a legfontosabb terminusokat:

atomtömeg, relatív atomtömeg: a parányi atomok tömege nagyon kicsi (például a hidrogén egyetlen atomjának tömege $11,67 \cdot 10^{-27}$ kg), ezért a kémiai elemek tömegét relatív atomtömegként adják meg. A relatív atomtömeget (vagy más néven atomi tömegegység = *atomic mass unit (amu)*) a 12-es tömegszámú szénizotóp tömegének 1/12-ed részéhez viszonyítják. Ez $1,66 \cdot 10^{-27}$ kg, ami megközelítőleg egy proton vagy egy neutron tömege. A relatív atomtömeg definíciójának megfelelően mértékegység nélküli viszonyszám és amikor egy elem atomtömegéről beszélünk, akkor az általában a relatív atomtömeget jelenti.

Egy adott elem tömegét úgy kapjuk meg, hogy izotópjainak relatív atomtömegét szorozzuk az izotóp relatív természetes mennyiségével és ezt összegezzük az elem összes izotópjára.

Pl.:

| Izotóp | Relatív mennyiség (%) | atomtömeg | atomtömeg x rel. menny. |
|------------------|-----------------------|-----------|-------------------------|
| ⁵⁴ Fe | 5,81 | 53,9396 | 3,1339 |
| ⁵⁶ Fe | 91,72 | 55,9349 | 51,3035 |
| ⁵⁷ Fe | 2,19 | 56,9354 | 1,2469 |
| ⁵⁸ Fe | 0,28 | 57,9333 | 0,1622 |

Összesen: **55,8465**

azaz a 26-os rendszámú vas atomtömege: 55,8465

anyagmennyiség (n): Az anyagmennyiség az anyagot felépítő részecskék száma. Mértékegysége a mól. 1 mól anyagmennyiség az, amely ugyanannyi elemi részecskét tartalmaz, mint ahány atom van 12 g ¹²C-izotópban. 1 mól anyagban jó közelítéssel $6,022 \cdot 10^{23}$ darab részecske található. Az anyagmennyiség mólokban kifejezett értékét mólszámnak nevezik. Az anyagmennyiség minden körülmények között, anyagi minőségtől függetlenül állandó érték, azaz 1 mól mindig $6,022 \cdot 10^{23}$ darab részecskét jelent. Ez az Avogadro-állandó.

Moláris tömeg (gramm-atomtömeg, gramm-molekulatömeg): 1 mól anyagmennyiség, azaz $6,022 \cdot 10^{23}$ darab atom tömege grammban kifejezve. Egysége: gramm/mól. Például 1 mól Na gramm-atomtömege 22,9898 g/mól, azaz $6,022 \cdot 10^{23}$ darab Na atom tömege 22,9898 gramm. Egy adott elem relatív tömege és moláris tömege számszerűen megegyezik, az utóbbi mértékegysége azonban g/mol.

A gramm-molekulatömeg (gmt) 1 mól molekula tömege [g/mól egységben].

pl.: 1 mól kvarc moláris tömege 60,0848 g/mól. 1 mól kvarcban 1 mól szilícium (28.086 g) és 2 mól oxigén ($2 \cdot 15,999 = 31,998$ g) van.

Elemek és oxidos vegyületek moláris tömege (gramm-atomtömeg és gramm-molekulatömeg; gat, illetve gmt)

| Elem | gat | Elem | gat | Oxid | gmt |
|------|----------|------|---------|--------------------------------|----------|
| H | 1.0079 | Sc | 44.9559 | SiO ₂ | 60.0848 |
| He | 4.0026 | Ti | 47.9 | TiO ₂ | 79.8988 |
| Li | 6.941 | V | 50.9414 | Al ₂ O ₃ | 101.9612 |
| Be | 9.01218 | Cr | 51.996 | Fe ₂ O ₃ | 159.6922 |
| B | 10.81 | Mn | 54.938 | FeO | 71.8464 |
| C | 12.011 | Fe | 55.847 | MnO | 70.9374 |
| N | 14.0067 | Co | 58.9332 | MgO | 40.3114 |
| O | 15.9994 | Ni | 58.7 | CaO | 56.0794 |
| F | 18.9984 | Cu | 63.546 | Na ₂ O | 61.979 |
| Na | 22.98977 | Zn | 65.38 | K ₂ O | 94.2034 |
| Mg | 24.305 | Rb | 85.4678 | P ₂ O ₅ | 141.9446 |
| Al | 26.98154 | Sr | 87.62 | CO ₂ | 44.0088 |
| Si | 28.0855 | Y | 88.9059 | H ₂ O | 18.0152 |
| P | 30.97376 | Zr | 91.22 | NiO | 74.7094 |
| S | 32.06 | Nb | 92.9064 | Cr ₂ O ₃ | 151.9902 |
| Cl | 35.453 | Ba | 137.33 | BaO | 153.3294 |
| K | 39.0983 | | | SrO | 103.6194 |
| Ca | 40.08 | | | V ₂ O ₃ | 149.8798 |
| | | | | ZrO ₂ | 123.2188 |
| | | | | SO ₃ | 80.0582 |
| | | | | ZnO | 81.3794 |

Koncentráció (C): A koncentráció egy összetételi arány, ami lehet tömegkoncentráció, anyagmennyiség-koncentráció, térfogati koncentráció és részecskeszám-koncentráció. A geokémiában elsősorban a tömegkoncentrációt használják, amelynek mértékegysége a tömegszázalék vagy a ppm. A tömegszázalék 100 gramm (hektogramm) anyagban egy adott komponens grammban kifejezett mennyisége. Mértékegysége gramm/hektogramm, jelölése tömeg% vagy m/m%. Az oxidos formában kifejezett főelemek koncentrációját tömegszázalékban adják meg. A nyomelemeket ezzel szemben elemi formában, ppm (parts per million) vagy gramm/tonna (azaz gramm/1000000 gramm) mennyiségben adják meg, azaz 1 millió gramm anyagban hány gramm adott komponens van.

Oxid-molarány: Megadja, hogy egy oxidos vegyület adott tömegegységében, például 100 grammban mennyi mól oxidanyag található. Egy oxid tömegszázalékos koncentráció értékét elosztjuk az adott oxid gramm-molekulatömegével.

$$\text{Pl. SiO}_2 = 51,78 \text{ tömeg\%} \rightarrow x_{\text{SiO}_2} = 51,78/60,0848 = 0,8618.$$

Az osztás során tömeg%-ot azaz gramm/hektogramm egységet osztunk a gramm/mól egységgel, azaz a molarány értékek egysége mól/hektogramm.

Kation-molarány: Megadja, hogy egy oxidos vegyületben adott tömegegységében, például 100 grammban hány mól kation található. Értékét úgy kapjuk meg, hogy az oxid-molarány értéket megszorozzuk az oxidos vegyületben lévő kation számával.

$$\text{pl. SiO}_2 = 51,78 \text{ tömeg\%} \rightarrow x_{\text{Si}} = 1 \cdot 51,78/60,0848 = 0,8618$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,14 \text{ tömeg\%} \rightarrow x_{\text{Al}} = 2 \cdot 5,14 / 101,9612 = 0,1008$$

Moltört vagy molfrakció: egy keverékben (oldat, vegyület stb.) egy adott (i) komponens móljainak száma az összes komponens móljainak összegéhez képest:

$$X_i = n_i / \Sigma n, \text{ ahol } \Sigma n = n_1 + n_2 + n_3 + \dots$$

Oxid molfrakció (mólszázalék): egy adott oxid molarány értékének és az adott anyagban lévő összes oxid molarány érték összegének hányadosa:

$$X_i = (C_i / \text{gmt}_i) / \Sigma (C_j / \text{gmt}_j)$$

Kation molfrakció (kationszázalék): egy adott oxid kation-molarány értékének és az adott anyagban lévő összes oxid kation-molarány érték összegének hányadosa:

$$X_i = (n_i \cdot C_i / \text{gmt}_i) / \Sigma (n_j \cdot C_j / \text{gmt}_j)$$

Az alábbi táblázatban egy bazalt teljes kőzet főelemzés tömegszázalékban kifejezett koncentráció adatait és az abból átszámolt moláris értékeket adjuk meg:

| | tömeg% | gmt | kationok száma | oxid-molarány <i>oxid t% / gmt</i> | kation-molarány <i>oxid-molarány · kationok száma az oxidban</i> | oxid-molfrakció <i>100 · molarány / Σ molarány</i> | kation-molfrakció <i>100 · kat ion molarány / Σ kation molarány</i> |
|--------------------------------|--------|----------|----------------|---------------------------------------|---|---|--|
| SiO ₂ | 47.42 | 60.0848 | 1 | 0.7892 | 0.7892 | 0.5493 | 0.4481 |
| TiO ₂ | 2.47 | 79.8988 | 1 | 0.0309 | 0.0309 | 0.0215 | 0.0176 |
| Al ₂ O ₃ | 16.31 | 101.9612 | 2 | 0.1600 | 0.3199 | 0.1113 | 0.1816 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.75 | 159.6922 | 2 | 0.0673 | 0.1346 | 0.0469 | 0.0764 |
| MnO | 0.21 | 70.9374 | 1 | 0.0030 | 0.0030 | 0.0021 | 0.0017 |
| MgO | 4.86 | 40.3114 | 1 | 0.1206 | 0.1206 | 0.0839 | 0.0684 |
| CaO | 9.45 | 56.0794 | 1 | 0.1685 | 0.1685 | 0.1173 | 0.0957 |
| Na ₂ O | 4.11 | 61.979 | 2 | 0.0663 | 0.1326 | 0.0462 | 0.0753 |
| K ₂ O | 2.44 | 94.2034 | 2 | 0.0259 | 0.0518 | 0.0180 | 0.0294 |
| P ₂ O ₅ | 0.73 | 141.9446 | 2 | 0.0051 | 0.0103 | 0.0036 | 0.0058 |
| Összeg: | 98.75 | | | 1.4368 | 1.7614 | 1.0000 | 1.0000 |

Mindezek után a következőkben néhány, a geokémiai értelmező munkában gyakran előforduló átváltási példát mutatunk be. Először oxid tömegszázalék koncentráció adatból számoljuk ki a főelem tömegszázalékos értékét. Ez az átszámítás szükséges többek között főelem/nyomelem arányok számítása, öszvas koncentrációjából történő ferri- és ferrooxid számítása során.

Feladat: A táblázatban megadott bazalt minta MgO koncentrációja 4.86 tömeg%. Számoljuk ki a Mg tömegszázalékos értékét!

Megoldás: A MgO gramm-molekulatömege 40.31, míg a Mg gramm-atomtömege 24.31.

$$\text{MgO: } 4.86 \text{ t\%} - 40.31 \text{ gmt}$$

$$\text{Mg : } x - 24.31 \text{ gat}$$

$$\text{Mg} = (4.86 \cdot 24.31) / 40.31 = 2.93 \text{ tömeg\%}$$

Ebben az esetben 1 mól MgO vegyület 1 mól Mg-t tartalmazott 1 mól oxigén mellett, így az átszámítás egyszerű volt. Vannak azonban olyan főelem oxidok is, amelyek a vegyületben több mól atomot tartalmaznak (pl. K_2O , Na_2O , P_2O_5 stb.). Ebben az esetben a számolás menete a következő:

Feladat: A táblázatban megadott bazalt minta K_2O koncentrációja 2.44 tömeg%. Számoljuk ki a K tömegszázalékos értékét!

Megoldás: Figyelembe kell vennünk azt, hogy 1 mól K_2O molekulában 2 mól kálium található, azaz 2 mól K szükséges 1 mól K_2O molekulához. A K_2O gramm-molekulatömege 94.20, míg a K gramm-atomtömege 39.10.

$$K_2O: 2.44 \text{ t\%} - 94.20 \text{ gmt}$$

$$K : 39.10 \text{ gat}$$

$$2K : x - 78.20 \text{ gat}$$

$$K = (2.44 \cdot 78.20) / 94.20 = 2.03 \text{ tömeg\%}$$

Az előzőekben ismertetett átszámításoknak számos gyakorlati alkalmazása van a geokémiában, ilyen például a különböző vegyértékű vasoxidok közötti átszámolás, illetve az összvas értékéből a különböző vegyértékű vasoxidok kiszámolása.

A természetben a főelemek közül a vas kétféle oxidációs állapotban fordul elő. Az analitikai elemzések többsége esetében (pl. röntgenfluoreszcens spektrometria, ICP-MS, mikroszonda stb.) nem határozható meg külön-külön a ferri- (Fe^{3+}) és ferro- (Fe^{2+}) oxid koncentrációja, így csak az összes vas van megadva FeO^* vagy $Fe_2O_3^*$ formájában. Kőzetkémiai számításokban azonban szükség van mindkét oxid értékének ismeretére. Más esetben, amikor az FeO és Fe_2O_3 érték is ismert, szükség lehet az összes vasoxid értékének kiszámítására. Az alábbiakban e számításokat ismerjük meg.

Az Fe_2O_3 molekulában 2 mól vas és 3 mól oxigén található, a gramm-molekulatömeg 159.69. A ferro vashoz tartozó FeO molekula 1 móljához 1 mól vas tartozik, itt a gramm-molekulatömeg: 71.85. Számoljuk ki mindkét oxidban a vas relatív tömegét a korábbiakban megismert módon:

Az Fe_2O_3 esetében $159.69/2 = 79.85$, míg az FeO esetében $71.85/1 = 71.85$. A ferrivas-oxidban tehát a vas relatív nagyobb tömegű. A két vasoxid egymásba való átváltása tehát a következőképpen történhet:

$$FeO = 71.85/79.85 \cdot Fe_2O_3 = 0.8999 \cdot Fe_2O_3$$

$$Fe_2O_3 = 79.85/71.85 \cdot FeO = 1.1113 \cdot FeO$$

Feladat: A korábbi táblázatban közölt bazalt Fe_2O_3 koncentrációja 10.75 tömeg%. Mennyi ez az érték FeO formában kifejezve? A kémiai összetételben a vas összes vasként Fe_2O_3 ($Fe_2O_3^*$) formában van feltüntetve. Számoljuk ki az FeO és Fe_2O_3 értékét feltételezve, hogy üde kőzet esetében az Fe_2O_3/FeO arány 0.2.

Megoldás: A kőzetben az összes vas FeO formában kifejezve:

$$FeO = 0.8999 \cdot Fe_2O_3 = 0.8999 \cdot 10.75 = 9.67 \text{ tömeg\%}$$

Mindebből levonható az a fontos következtetés, hogy amennyiben a vasat FeO formában fejezzük ki, akkor számszerűen kisebb értéket kapunk. Nem mindegy tehát, hogy a vasat milyen oxidos formában fejezzük ki!

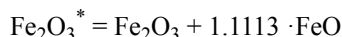
Ezután, nézzük a feladat másik részét:

Amit tudunk:

$$Fe_2O_3 = 0.2 \cdot FeO$$

$$Fe_2O_3^* = 10.75 \text{ tömeg\%}$$

az összes vas valóban FeO-ból és Fe₂O₃-ból áll, azaz előbbi is azonban Fe₂O₃-ban van feltüntetve, azaz felhasználva az imént megismert vasoxidok közötti átváltási együtthatót az Fe₂O₃-ban kifejezett összes vasat a következőképpen írhatjuk fel:



számadatokkal behelyettesítve:

$$10.75 = 0.2 \cdot \text{FeO} + 1.1113 \cdot \text{FeO} = 1.3113 \cdot \text{FeO}$$

azaz:

$$\text{FeO} = 10.75/1.3113 = 8.20 \text{ tömeg\%}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.2 \cdot 8.2 = 1.64 \text{ tömeg\%}$$

Petrogenetikai számításokban különösen nagy jelentőségük van a különböző elemarányoknak (pl. K/Rb, Ti/Zr, Ti/Nb, Ca/Sr, P/Ce stb.). Kőzetelemzésekben a K, Ti, Ca általában oxidos formában tömegszázalékban (tömeg%) kifejezve, a Rb, Zr, Nb viszont elemként ppm-ben kifejezve (ppm) szerepel. Az előbbieken tárgyalt számítások alapján egy főelem és nyomelem aránya már egyszerűen számolható: a tömeg% száz egységre jutó tömegegységet jelent (pl. gramm/100 gramm), míg a ppm (parts per million) millió egységre jutó tömegegységet (pl. gramm/10⁶) jelent. Ennek alapján 1 tömeg% 10000 ppm-nek felel meg.

Feladat: Számoljuk ki a bazalt táblázatban megadott adatai alapján a kőzet Ti/Nb és K/Rb arányát! (Adatok: TiO₂=2.47 t%, K₂O=2.44 t%, Rb=12 ppm, Nb=39 ppm)

Megoldás:

$$\text{Ti} = 47.9/79.8988 \cdot 2.47 = 0.5995 \cdot 2.47 = 1.48 \text{ t\%} = 14808 \text{ ppm}$$

$$\text{K} = 78.20/94.20 \cdot 2.44 = 0.8301 \cdot 2.44 = 2.02 \text{ t\%} = 20254 \text{ ppm}$$

$$\text{A keresett arányok: Ti/Nb} = 14808/39 = 380$$

$$\text{K/Rb} = 20254/12 = 1688$$

Végül, a kőzetkémiai számítások során szintén gyakran használt paraméter értéket határozzuk meg, ez pedig a bazaltos magma differenciáltsági fokát jelző mg-szám. Ez a paraméter érzékeny a mafikus ásványok, különösen az olivin kristályosodására, azaz már viszonylag kis mértékű olivin kristályosodás esetében is észlelhetően csökken az értéke. A mg-szám definíciója a következő:

$$\text{mg-szám} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}), \text{ ahol } \text{Mg}^{2+} \text{ és } \text{Fe}^{2+} \text{ kation molfrakció értékek.}$$

A kation molfrakció definícióját a fejezet korábbi részében megadtuk. Az alábbiakban azt mutatjuk be, hogy mivel mindkét elem esetében 1 mól oxidos vegyületben 1 mól kation szerepel ezért a némileg hosszadalmasabb kation molfrakció számolás helyett elegendő a csupán a két oxid értékéből számolható oxid molarány adatokat használnunk, ugyanis a mg-számra ugyanazt az eredményt kapjuk akkor is, ha az Mg²⁺ és Fe²⁺ oxid molarány, kation molarány, oxid molfrakció vagy kation molfrakció formában szerepel. Továbbá, fontos azt is látnunk, hogy a képletben Fe²⁺ szerepel, azaz az mg-szám meghatározásához ki kell számolnunk az FeO értékét az Fe₂O₃ formájában megadott összvas adatból. A következő táblázatban a bazalt minta mg-számát adjuk meg, láthatjuk, hogy ennek értéke a különböző moláris számadatok felhasználása esetén is ugyanaz, tehát valóban elegendő a legegyszerűbb oxid molarányos számolása.

| | tömeg% | gmt | kationok száma | oxid molarány | kation molarány | oxid molfrakció | kation molfrakció |
|--------------------------------|--------|----------|----------------|---------------|-----------------|-----------------|-------------------|
| SiO ₂ | 47.42 | 60.0848 | 1 | 0.7892 | 0.7892 | 0.5283 | 0.4481 |
| TiO ₂ | 2.47 | 79.8988 | 1 | 0.0309 | 0.0309 | 0.0207 | 0.0176 |
| Al ₂ O ₃ | 16.31 | 101.9612 | 2 | 0.1600 | 0.3199 | 0.1071 | 0.1816 |
| MnO | 0.21 | 70.9374 | 1 | 0.0030 | 0.0030 | 0.0020 | 0.0017 |
| MgO | 4.86 | 40.3114 | 1 | 0.1206 | 0.1206 | 0.0807 | 0.0684 |
| CaO | 9.45 | 56.0794 | 1 | 0.1685 | 0.1685 | 0.1128 | 0.0957 |
| Na ₂ O | 4.11 | 61.979 | 2 | 0.0663 | 0.1326 | 0.0444 | 0.0753 |
| K ₂ O | 2.44 | 94.2034 | 2 | 0.0259 | 0.0518 | 0.0173 | 0.0294 |
| P ₂ O ₅ | 0.73 | 141.9446 | 2 | 0.0051 | 0.0103 | 0.0034 | 0.0058 |
| FeO | 8.198 | 71.8464 | 1 | 0.1141 | 0.1141 | 0.0764 | 0.0648 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.64 | 159.6922 | 2 | 0.0103 | 0.0205 | 0.0069 | 0.0117 |
| Összes: | | | | 1.4939 | 1.7614 | | |
| mg-szám: | | | 0.5138 | 0.5138 | 0.5138 | 0.5138 | |

Most már csak az a kérdés, hogy mit jelent ez az mg-szám érték? A bazaltos magma a földköpeny peridotit kőzetének részleges megolvadása során keletkezik. A peridotit leglényegesebb ásványa az olivin. A földköpenyben uralkodó olivin forszterit (Fo)-tartalma 90 mol%. Az olivin Fo-tartalmának mol-százalékos meghatározása megegyezik az mg-szám számolásával, azaz mondhatjuk azt is, hogy az olivin mg-száma 0.90. A kőzettani kísérletek és termodinamikai összefüggések felhasználása alapján egy egyensúlyban lévő olivin és bazaltos olvadék esetében az Mg és az Fe²⁺ megoszlása, vagy másképpen kifejezve az Fe²⁺/Mg arány megoszlása a két fázis között állandó, mégpedig 0.29, ami csak kis mértékben függ a hőmérséklettől és a nyomástól (a nyomás, azaz a magmaképződés mélységének növekedésével ez az érték kis mértékben növekszik). A megoszlási együttható a következő formában írható fel:

$$K_D^{\text{Fe-Mg}} = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{olivin}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{olvadék}} = 0.29$$

Az mg-számot egy kis átalakítással, a számlásót és a nevezőt is elosztva Mg-vel, a következő formában is felírhatjuk:

$$\text{mg-szám} = 1 / (1 + [\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}]_{\text{olvadék}}),$$

Felhasználva a 0.9 forszterit tartalmú olivin Mg (MgO=49 t%) és Fe (FeO=9.4 t%) adatait, valamint az olivin-olvadék Fe/Mg megoszlási együtthatót, kiszámítható a földköpenyben lévő olivinnel egyensúlyt tartó bazaltos magma mg-száma, ami 0.73.

A példánkban kapott 0.5138 mg-szám tehát azt jelzi, hogy a bazaltos magma már egy erősebb differenciációs, azaz frakcionált kristályosodási folyamaton esett át és lényegesen módosult az elsődleges magma összetétele. Amennyiben a bazalt mg-száma 0.63 feletti, jó eséllyel csak olivin kristályosodás változtatott a magmaösszetélen.

IV.4. Ásványkémiai számolások

IV.4.1. Kationszám-számolás ásványok oxidos összetétel adataiból

Ásványok kémiai összetétel adatait, ezáltal pontos kémiai képletét elektronmikroszkópos (mikroszonda; a módszerről részletek a xx. fejezetben olvashatók) mérés határozzák meg. E módszer pontelemzéssel adja meg a kémiai összetételt, mégpedig oxidos formában, tömegszázalék egységben. A mérések előtt fontos a mérendő ásványban lehetséges elemek kiválasztása és kalibrálása. A mikroszonda mérésekkel szinte minden elem meghatározható, azonban lényeges tudni, hogy sem a H₂O (ásványok OH-tartalma), sem egy adott elem különböző oxidációs fokú változatának meghatározására nincsen mód. Ez utóbbi alapvetően a vas koncentrációját érinti. A vas az ásványokban Fe²⁺ és Fe³⁺ változatban is előfordul, azonban ezek elkülönítésére a mikroszonda mérés nem ad lehetőséget. Ezért,

a vasat össz-vasként, általában FeO formájában közlik. Az elemzések pontosságának egyik mérője az elemzett oxidok összegének ellenőrzése. Ez alapesetben 100 tömeg%-hoz közeli (± 1 tömeg%) értéket kell adjon. Amennyiben az ásványban a vas mindkét formában jelen van és ezen belül számottevő az Fe^{3+} (Fe_2O_3) mennyisége (pl. magnetitben), úgy az oxidok tömegszázalékos összege 100%-nál kevesebb lesz (ez egy magnetit esetében akár 92-96 tömeg%-ot is jelenthet!). Ennek oka az, hogy az Fe^{3+} koncentrációt is FeO formában adjuk meg Fe_2O_3 helyett. Ha a vasat FeO-ban fejezzük ki, akkor ez az Fe_2O_3 -ban kifejezett érték mindössze 0,8999-szerese, ami látszólagos koncentrációcsökkenést jelent. Ezért a spinellek (pl. magnetit) és az ilmenitek oxidösszege kevesebb, mint 100 t%. A 100%-nál kisebb összeg adódhat azonban abból is, hogy az ásvány OH-, vagy CO_3 -tartalmú. Mivel a H_2O és CO_2 mikroszondával nem mérhető, így ezek koncentrációja hiányzik az elemzésből, azaz a mért oxidok mennyisége nem éri el a 100%-ot. Ezért az amfibolok oxidösszege 97 tömeg%, a biotitoké pedig 94-96 tömeg% körül van, az analcim víztartalma pedig a 8 t%-ot is meghaladhatja. Az OH-tartalommal ellentétben, egyéb illók, mint például a F, a Cl elemezhető, a kén-tartalmat pedig SO_2 vagy SO_3 formában adják meg.

Kőzetalkotó ásványok jellemző oxidos kémiai összetétele (adatok tömegszázalékban)

| | ol | cpx | fp | kfp | an | ne | am | bi | mt | il |
|--------------------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 40.27 | 50.38 | 53.23 | 65.74 | 57.36 | 48.98 | 43.35 | 36.09 | 20.18 | 0.02 |
| TiO ₂ | | 1.25 | | | | | 2.23 | 3.71 | 2.97 | 51.73 |
| Al ₂ O ₃ | 0.03 | 3.68 | 29.87 | 18.99 | 24.07 | 31.67 | 12.18 | 14.12 | | 0.09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.16 | | | | | 8.91 | 18.18 | 68.42 | 0.07 |
| FeO | 12.17 | 6.093 | 0.37 | 0.28 | | 0.50 | 0.10 | 0.26 | 0.99 | 40.84 |
| MnO | 0.21 | 0.18 | | | | | 15.73 | 13.33 | | 0.85 |
| NiO | 0.24 | 0.02 | | | | | | | | |
| MgO | 46.8 | 15.48 | | | | | | | 4.19 | 4.37 |
| CaO | 0.21 | 22.2 | 12.6 | 0.45 | 0.28 | 0.69 | 11.65 | 0.00 | | |
| Na ₂ O | | 0.32 | 4.52 | 2.54 | 9.45 | 16.35 | 2.29 | 0.51 | | |
| K ₂ O | | | 0.21 | 11.38 | 0.41 | 2.66 | 0.88 | 8.88 | | |
| Összes: | 99.94 | 99.763 | 100.8 | 99.38 | 91.57 | 100.85 | 97.32 | 95.08 | 96.75 | 97.97 |

ol, cpx: olivin és klinopiroxén (alsórákosi bazalt Persány-hg)

fp és kfp: plagioklász és káliföldpát (Demjén, ignimbit)

an: analcim (Mecsek, tefrifonolit, Kisújbánya)

ne: nefelin (bazalt, Badacsony)

mt, il: magnetit és ilmenit (bazalt, badacsony)

am, bi: amfibol és biotit (Csomád, dácit)

A mikroszonda pontelemzések előnye, hogy pontosan követhető a kristályon belüli összetételbeli változás, azaz az összetételbeli zónásság. Ma már hasonló felbontás érhető el a nyomelemek esetében is. A lézer-ablációs ICP-MS technikával kimutatható a nyomelemek kristályon belüli változékonysága is, ami fontos petrogenetikai következtetések levonását teszi lehetővé. Az ásványok OH-tartalma ion-mikroszondával mérhető.

Ahhoz, hogy a vizsgált ásvány kémiai képletét megadhassuk, a mikroszonda mérés során kapott tömeg%-ban kifejezett oxid értékeket át kell alakítanunk kationok moláris egységévé. A tömegszázalékos oxid értékek ugyanis ebben az esetben kevésbé használhatók, hiszen az ásványok képletében az oxigénhez (vagy más anionhoz, mint pl. S, As, stb.) kationok társulnak úgy, hogy elektrosztatikusan semleges vegyületet kapjunk. Továbbá, egyes elemek helyettesíthetik egymást (pl. Mg és Fe^{2+}), ahol a helyettesítés a kationok ionsugara és töltése alapján történik és független a tömegüktől. Az ásványok kémiai képletét tehát a benne lévő, adott oxigénszámhoz tartozó kationok egymáshoz képesti moláris aránya szabja meg és nem tömegarányuk. Ásványok kémiai összetételének számolásához ezért először kation moláris mennyiségeké kell alakítanunk az oxid tömegszázalékos értékeket, majd ezeket az ásvány képletében szereplő oxigén számára kell átszámolnunk.

Mielőtt ismertetjük a kationszámolás menetét, lássuk a különbséget az elemek tömegszázalékos és moláris kationszamos kifejezése között! A diopszid képlete $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, az egyes elemek tömegszázalékos értéke ebben a következőképpen adható meg:

| Elem | atomtömeg | atomok száma a képletben | molekulatömeg hozzájárulás | elem tömeg% |
|---------|-----------|--------------------------|----------------------------|-------------|
| Ca | 40.08 | 1 | 40.08 | 18.51 |
| Mg | 24.305 | 1 | 24.31 | 11.22 |
| Si | 28.0855 | 2 | 56.17 | 25.94 |
| O | 15.9994 | 6 | 96.00 | 44.33 |
| összeg: | | | 216.55 | 100.00 |

Látjuk, hogy a diopszidban lévő elemek tömegszázalékos aránya nem tükrözi a diopszid képletében való relatív mennyiségüket. A diopszid képletében moláris kationszámokkal megadva az egyes elemek részarányát a következőképpen számolhatunk:

| Elem | atomtömeg | tömeg% | atmarány(tömeg% / atomtömeg) | képletben a molszám(atmarány / 0.46) |
|------|-----------|--------|------------------------------|--------------------------------------|
| Ca | 40.08 | 18.51 | 0.46 | 1 |
| Mg | 24.305 | 11.22 | 0.46 | 1 |
| Si | 28.0855 | 25.94 | 0.92 | 2 |
| O | 15.9994 | 44.33 | 2.77 | 6 |

a képletben lévő atomok molszámát tehát úgy kapjuk meg, hogy az atmarányokat normáljuk a képletben szereplő értékre: pl. a diopszidban 1 mol Ca van, ami 0,46 atmaránynak felel meg, azaz az összes elem atmarányát 0.46-ra normáljuk, azaz osztjuk 0.46-tal. Így megkapjuk a diopszid képletének megfelelő atom, avagy ion molszámokat.

Ezek után, egy mikroszkop mérésel elemzett piroxén példáján mutatjuk be a kationszámolás menetét:

Kationszámok számolása piroxén oxidos összetétel adataiból.

| Oxid | tömeg% | (1) oxid-molarány | (2) kation molarány | (3) Oxigén molarány | Ion | (4) Kationszám 6 Oxigén számra |
|--------------------------------|--------|----------------------|------------------------|---|-----------------|--|
| SiO ₂ | 51.78 | 0.8618 | 0.8618 | 1.7236 | Si | 1.8845 |
| TiO ₂ | 0.38 | 0.0048 | 0.0048 | 0.0096 | Ti | 0.0105 |
| Al ₂ O ₃ | 5.14 | 0.0504 | 0.1008 | 0.1512 | Al | 0.2204 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.95 | 0.0063 | 0.0126 | 0.0189 | Cr | 0.0276 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.47 | 0.0092 | 0.0184 | 0.0276 | Fe ³ | 0.0402 |
| FeO | 2.38 | 0.0331 | 0.0331 | 0.0331 | Fe ² | 0.0724 |
| MnO | 0.12 | 0.0017 | 0.0017 | 0.0017 | Mn | 0.0037 |
| MgO | 16.04 | 0.3979 | 0.3979 | 0.3979 | Mg | 0.8701 |
| CaO | 20.32 | 0.3623 | 0.3623 | 0.3623 | Ca | 0.7922 |
| Na ₂ O | 1.06 | 0.0171 | 0.0342 | 0.0171 | Na | 0.0747 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.0008 | 0.0016 | 0.0008 | K | 0.0035 |
| Összes: | 99.72 | | | ΣOxigén: 2.7438 O-faktor: 2.1867 | | ΣKation: 3.9998 Σ Ox.equ.: 5.9998 |

(1) Az első lépésben az oxidok molarányait számoljuk ki: az oxidok tömeg%-ban megadott értékeit osztjuk a gramm-molekulatömeggel.

pl. $5.14 \text{ t\% Al}_2\text{O}_3 / 101.9612 = 0.0504$. Ez azt jelenti, hogy $0,0504$ mól Al_2O_3 jut 100 gramm (hektogramm) piroxénre.

(2) Az ásvány képletében azonban kationok és anionok vannak, az utóbbi kőzetalkotó ásványok esetében többnyire oxigén. Ki kell tehát számolnunk, hogy mennyi a kationok, illetve anionok relatív moláris mennyisége. A kationok molarány értékét úgy kapjuk meg, hogy az oxid-molarány értékeket megszorozzuk az adott oxid képletében szereplő kation számával, pl. Al_2O_3 esetében kettővel, SiO_2 esetében eggyel, stb.

pl. Al: $0.0504 \cdot 2 = 0.1008$, azaz az elemzett piroxénben 0.1008 mól Al kation jut 100 gramm (hektogramm) piroxén molekulára.

(3) A molekulában jelenlevő oxigén molarányát az oxid-molarány és az adott oxidban jelenlevő oxigén számának szorzata adja meg. (Al_2O_3 esetében a szorzószám három, SiO_2 esetében pedig kettő).

pl. Al esetében: $0.0504 \cdot 3 = 0.1512$, azaz az elemzett piroxénben 0.1512 mól oxigén jut 100 hektogramm Al_2O_3 molekulára.

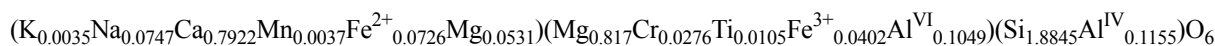
Az oxigén-molarányok összege 2.7438 . A piroxén molekula azonban 6 oxigént tartalmaz. Ezért az oxigén-molarányokat és ennek megfelelően a kation-molarányokat is át kell számolnunk a piroxén képletének megfelelően, azaz a képletben szereplő oxigén számára normáljuk ezeket az értékeket. Ez annyit jelent, hogy az oxigén- és kation-molarány értékeket megszorozzuk az úgynevezett 'oxigén-faktor'-ral (elméleti oxigén szám/ oxigén-molarányok számolt összege). A példánkban ez: $6/2.7438 = 2.1867$, ennek mértékegysége ásvány hektogramm /ásvány 6 oxigén egysége.

(4) A 6 összoxygenre jutó - azaz a piroxén képletének megfelelő - kationszámokat úgy számoljuk ki, hogy a kation-molarányokat ((2) oszlop) megszorozzuk az 'oxigén-faktoral'. A kationszámok összegének piroxének esetében négynek kell lennie. A 4 összkation-számtól való eltérést különböző oxidációs formában előforduló kationok (pl. vas: Fe^{2+} , Fe^{3+}) jelenléte vagy a rossz mérési eredmény okozhatja.

E számolás során a kationszámok mértékegysége: mól / 6 oxigénegység az ásványban, mivel a szorzás esetében mól/hektogramm egységet szorzunk hektogramm/ 6 oxigénegység aránnyal. Azaz az ásvány szerkezeti képletének megfelelő oxigénhez hány mól kation kapcsolódik?

A számítást ellenőrizhetjük a kationszámoknak megfelelő oxigénszám (oxigénequivalens - $\Sigma \text{Ox.eq}$) értékével, aminek meg kell egyeznie az elméleti össz-oxigénszámmal. A $\Sigma \text{Ox.eq}$ értéket úgy számoljuk ki, hogy a kationszámokat megszorozzuk az ekvivalens oxigének számával: $\Sigma \text{Ox.eq} = 2 \times \text{Si} + 2 \times \text{Ti} + 1.5 \times \text{Al} + 1.5 \times \text{Cr} + 1.5 \times \text{Fe}^{3+} + 1 \times \text{Fe} + 1 \times \text{Mn} + 1 \times \text{Mg} + 1 \times \text{Ca} + 0.5 \times \text{Na} + 0.5 \times \text{K}$. A bemutatott piroxén esetében ez az érték 5.9998 , ami alapján a kationszám-számolás elfogadhatónak tekinthető.

A kapott kationszámokat ezután már eloszthatjuk az ásvány képletének megfelelő kristályszerkezeti pozíciókba. Piroxén esetében az Al oktaéderez és tetraéderez koordinációban is előfordulhat. A tetraéderez Al mennyiségét a Si kation-számának 2.0000 -tól való különbsége adja meg: $\text{Al}^{\text{IV}} = 2 - 1.8845 = 0.1155$. Az oktaéderez Al mennyisége a piroxén molekulában: $\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Al} - \text{Al}^{\text{IV}} = 0.2204 - 0.1155 = 0.1049$. A vizsgált piroxén szerkezeti képlete ($\text{M}_2\text{M}_1\text{T}_2\text{O}_6$), azaz 1 mól M_2 , 1 mól M_1 kationpozíció mellett 2 mól tetraéderez pozíció van, ebbe kell betölteni a 6 oxigénre kapott kationszám értékeket. A piroxén képlete tehát a következő formában írható fel:



Ez a szerkezeti képlet Cr- és Al-gazdag augitokra jellemző.

A kationszám számolás során tehát előre tudnunk vagy vélelmeznünk kell, hogy az oxidos összetétel milyen ásványt jelent. A számolás során ugyanis meg kell adnunk az elméleti oxigén számot, amit az ásvány elméleti képlete tartalmaz. Amennyiben sejtésünk beigazolódik, akkor a használt elméleti oxigén számra meg kell kapnunk az ásvány képletének megfelelő elméleti össz-kationszámot. Ha ettől eltérő értéket kapunk, akkor valószínűleg nem a megfelelő ásvány oxigénszámát használtuk a számoláshoz. A következő táblázat példákat sorol fel ásványok jellemző oxidos összetételére, ami megkönnyítheti a mikroszkop adatokból felismerni az elemzett ásványt:

| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Cr ₂ O ₃ | NiO | BaO | total | Ásvány: |
|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|------|------|--------|--------------|
| 39.07 | 1.90 | 16.38 | 12.98 | 0.14 | 12.25 | 11.95 | 2.24 | 0.57 | | | | 97.49 | amfibol |
| 64.38 | 0.02 | 19.17 | 0.07 | | 0.00 | 0.15 | 2.45 | 11.89 | | | 2.51 | 100.64 | kálföldpát |
| 55.33 | 0.23 | 23.56 | 0.42 | | | | 0.24 | 20.60 | | | | 100.43 | leucit |
| 48.28 | | 33.30 | 0.27 | | | 16.57 | 2.37 | 0.11 | | | | 100.95 | plagioklász |
| 56.87 | | 27.81 | 0.21 | | | 9.72 | 5.96 | 0.37 | | | | 101.00 | plagioklász |
| 51.83 | | 30.13 | 0.66 | | | 0.52 | 15.77 | 2.71 | | | | 101.62 | nefelin |
| 51.80 | 0.35 | 1.69 | 11.37 | 0.28 | 14.48 | 20.35 | 0.25 | | | | | 100.57 | klinopiroxén |
| 36.04 | 3.30 | 14.12 | 24.37 | 0.26 | 8.95 | | 0.37 | 8.94 | | | 0.46 | 96.35 | biotit |
| 37.89 | 0.46 | 20.92 | 29.40 | 1.16 | 4.98 | 6.06 | | | | | | 100.87 | gránát |
| 39.78 | | | 13.36 | 0.22 | 45.94 | 0.26 | | | | 0.20 | | 99.82 | olivin |
| 0.13 | 2.20 | 18.34 | 28.25 | 0.18 | 11.44 | | | | 36.87 | 0.19 | | 97.67 | Cr-spinell |
| 0.06 | 49.53 | 0.02 | 44.48 | 0.86 | 2.15 | 0.18 | 0.02 | 0.07 | | | | 97.39 | ilmenit |
| 0.08 | 19.81 | 1.55 | 67.00 | 0.54 | 2.08 | 0.26 | 0.02 | 0.03 | | | | 91.41 | magnetit |
| 51.72 | 0.17 | 0.86 | 25.51 | 1.16 | 19.01 | 1.19 | | | | | | 99.65 | ortopiroxén |

A következő táblázat a legfontosabb kőzetalkotó ásványok elméleti oxigénszámát és az ahhoz tartozó elméleti össz-kationszámot tartalmazza. Ez néhány esetben eltérhet az ásvány képletében szereplő oxigénszámtól. Például spinell-típusú oxidok esetében gyakran nem 4 oxigénre, hanem 32 oxigénre adják meg a kationszámokat, amellyel a kis mennyiségben jelenlevő kationok mennyisége nagyobb számértéket kap és ezzel azok jobban kezelhetővé válnak. Az elméleti oxigénszámhoz tartozó össz-kationszám segítségével ellenőrizhető a számolás - esetleg a mérés - helyessége. Abban az esetben, ha a vizsgált ásvány az oxigén mellett már aniont (pl. OH⁻, F⁻ stb.) is tartalmaz, a kationszám-számolás menete némiképp bonyolultabb, amire a következőkben egy amfibol minta segítségével mutatunk be példát.

Néhány ásvány képletének megfelelő össz-oxigénszáma és elméleti össz-kationszáma.

| | Oxigénszám | | Kationszám |
|-----------|--------------------|--------------------|------------|
| | H ₂ O>0 | H ₂ O=0 | |
| Amfibolok | 24 | 23 | 15-16 |
| Analcim | 7 | 6 | 4 |
| Biotit | 24 | 22 | »16 |
| Epidot | 15 | 13 | »8 |
| Földpát | 24 | 8 | 5 |
| Gránát | 48 | 24 (12) | 16 (8) |
| Ilmenit | 36 | 3 | 2 |
| Kordierit | | 18 | 11 |
| Leucit | | 6 | 4 |
| Melilit | | 14 | 10 |
| Muszkovit | | 22 | »14 |
| Nefelin | | 32 | 24 |

| | | |
|------------|--------|--------|
| Olivin | 4 | 3 |
| Perovszkit | 3 | 2 |
| Piroxén | 6 | 4 |
| Spinel | 32 (4) | 24 (3) |
| Staurolit | 46 | »30 |
| Szerpentin | 5 | »20 |
| Titanit | | 3 |

Egyes ásványok, mint például amfibol vagy biotit, továbbá apatit oxidos összetételében a fluor és klór tömegszázalékos értéke is szerepelhet. A következőkben egy ilyen ásvány elemzésből számított kationszámokra adunk egy példát.

Kationszám számolása víz- és fluor-tartalmú ásvány (amfibol) példáján.

| Oxid | tömeg% | (1) oxid molarány | (2) kation molarány | (3) Oxigén molarány | Ion | (4) Kationszám 24 Oxigén számra |
|--------------------------------|--------|----------------------|------------------------|------------------------|-----------------|------------------------------------|
| SiO ₂ | 45.17 | 0.7518 | 0.7518 | 1.5035 | Si | 6.7285 |
| TiO ₂ | 2.11 | 0.0264 | 0.0264 | 0.0528 | Ti | 0.2363 |
| Al ₂ O ₃ | 7.68 | 0.0753 | 0.1506 | 0.2259 | Al | 1.3479 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.30 | 0.0895 | 0.1790 | 0.2685 | Fe ³ | 1.6020 |
| FeO | 2.81 | 0.0391 | 0.0391 | 0.0391 | Fe ² | 0.3499 |
| MnO | 0.41 | 0.0058 | 0.0058 | 0.0058 | Mn | 0.0519 |
| MgO | 13.44 | 0.3334 | 0.3334 | 0.3334 | Mg | 2.9839 |
| CaO | 11.18 | 0.1994 | 0.1994 | 0.1994 | Ca | 1.7846 |
| Na ₂ O | 1.35 | 0.0218 | 0.0436 | 0.0218 | Na | 0.3902 |
| K ₂ O | 1.09 | 0.0116 | 0.0232 | 0.0116 | K | 0.2076 |
| H ₂ O | 0.19 | 0.0106 | 0.0212 | 0.0106 | OH ⁻ | 0.1897 |
| F | 0.35 | 0.0184 | 0.0184 | 0.0184 | F ⁻ | 0.1647 |
| Sum | 100.08 | | | ΣOxigén: | | Σ Kation: |
| -O=F | - 0.15 | | | 2.6908 | | 15.6828 |
| | ————— | | | -0.0092 | | Σ Anion: |
| | 99.93 | | | ————— | | 0.3544 |
| | | | | 2.6816 | | Σ Ox.equ.: |
| | | | | O-faktor: | | 24.0000 |
| | | | | 24/2.6816 | | |
| | | | | = 8.9499 | | |

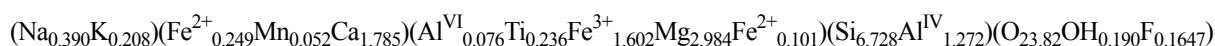
A fluor és klór megnöveli az oxidösszeg értékét (100.08), mivel az összegzésben a fluor is oxidként szerepel, jóllehet nem oxidos formában van megadva. Ezért ezt korrigálni kell. A valós oxidösszeget úgy kapjuk meg, hogy a kapott oxidösszegeből levonjuk a fluorral ekvivalens oxigén mennyiségét. Minden két F atommal egy többlet oxigénatom jár:

$$F \text{ (tömeg\%)} \cdot O \text{ atomtömege}/2 \cdot F \text{ atomtömege} = F \text{ (tömeg\%)} \cdot 15.999/2 \cdot 18.999$$

A levonandó ekvivalens oxigén tömegszázalékos mennyisége tehát a példánkban $0.35 \cdot 15.999/37.996=0.15$. Ezzel az értékkel korrigálva az oxidösszeget 99.93-at kapunk.

Az amfibol oxid-molarányának, kation-molarányának és oxigén-molarányának számítása megegyezik az első példában bemutatottakkal. A valós össz-oxigén-molarány összeget azonban úgy kapjuk meg, hogy a kapott értékből levonjuk a fluorra számított oxigénarány felét (fluorral ekvivalens oxigén ion). Amfibol esetében, amikor H_2O elemzés is rendelkezésre áll, az elméleti össz-anion-szám 24, amiben az oxigéneken kívül a F^- és OH^- is szerepel. Az 'oxigén-faktor' tehát $24/2.6816=8.9499$ lesz. Ezzel megszorozva a kation-molarányokat, megkapjuk az amfibol formulának megfelelő kationszámokat ((4) oszlop). A számolás ellenőrzéseként a $\Sigma Ox.eq.$ értékét az előző példához hasonlóan számolhatjuk; az anionok esetében az összegzésben az OH^- és F^- ionszámának a felét kell figyelembe venni. Figyeljük meg, hogy a kationszámok összege nem ad kerek számot, az amfibol szerkezetében egyes kristálytani helyeken ugyanis vakancia, azaz kationnal nem betöltött hely is lehet.

A kationszámokat ezután beilleszthetjük az amfibol szerkezeti képletébe, ami a példánkban a következő:



Ez a képlet egy edenites hornblendének felel meg.

IV.4.2. Fe^{3+} -számítás mikroszondával mért összetétel adatokból

A mikroszonda mérések hátránya, hogy e módszerrel nem adható meg a különböző oxidációs fokú elemek oxidjainak (pl. vas: FeO , Fe_2O_3) koncentrációja. A kőzetalkotó ásványok túlnyomó részében (pl. piroxének, gránátok, amfibolok, biotitok, $FeTi$ -oxidok) a vas fontos alkotórész és általában ferro- és ferri-kation formájában egyaránt jelen van. Az ásványok Fe^{3+}/Fe^{2+} aránya tükrözi a kristályosodás körülményeit (redox viszonyok), így ennek meghatározása rendkívül fontos lehet a magmafejlődés körülményeinek vizsgálatában, de természetesen lényeges ahhoz is, hogy az elemzett ásvány pontos képletét meg tudjuk határozni. A mikroszonda mérések során a vasoxid koncentrációját összvasként, hagyományosan FeO ekvivalens formában adják meg. Ezért például, azon ásványok esetében, amelyek jelentősebb mennyiségű ferri-oxidot is tartalmaznak (pl. magnetit), a mikroszonda elemzési adatok összege jóval 100% alatt lehet.

Az Fe^{3+} értékének becslése - indirekt módon - végezhető el. A ferri ion becslési módszerek lényegében mind az elektrosztatikusan semleges, sztöchiometriailag ideális ásvány kritériumán alapulnak. Droop (1987) mindezt figyelembe véve egy általános egyenletet javasolt az Fe^{3+} értékének számítására, amely az Fe^{3+} -tartalmú kőzetalkotó ásványokra eredményesen alkalmazható. A Droop-módszerrel történő Fe^{3+} becslésre egy mikroszondán készült piroxén elemzés segítségével mutatunk be példát.

Azon ásványok esetében, amelyek ferri-vast is tartalmaznak, de az elemzési adatsorban a vas FeO ekvivalens formában szerepel, az ásvány képletének megfelelő össz-oxigénre számolt kationszám-összege (S) magasabb, mint az elméleti ideális érték (T). A példánkban a piroxén 6 oxigénre számolt kationszám-összege $S=4.0303$, ami meghaladja az elméleti $T=4.0000$ értéket. Ennek oka az, hogy a vasat Fe^{2+} formájában fejeztük ki és ezzel számoltunk a kationszámolás során. Egy mól O^{2-} ionra ugyanis 1 mól Fe^{2+} ion kapcsolódik, azonban csak 0.75 Fe^{3+} ion. Amennyiben minden vasat Fe^{2+} ionként számolunk, még az Fe^{3+} ion helyett is, akkor az adott, elméleti oxigénszámhoz többlet vasat kapunk, ami megnöveli az össz-kationszám értékét.

Az oxidos vegyületben egy Fe^{2+} ion egy O^{2-} ionnal társul, egy Fe^{3+} viszont 1.5 O^{2-} -t igényel. Mivel az elemzésben a vas Fe^{2+} formában szerepel - jöllehet Fe^{3+} is jelen van - ezért minden egyes Fe^{3+} ion 0.5 nominális O^{2-} hiányt eredményez:

$$N = X - 1/2 \cdot Fe^{3+}, \text{ ahol}$$

N = ideális össz-kationszámra (piroxének esetében 4) számolt oxigénszámok összege

X = ideális elméleti oxigénszám (piroxének esetében 6)

$$Fe^{3+} = Fe^{3+} \text{ értéke } 6 \text{ oxigénre számolva}$$

Mivel a kationszámokat stabil - piroxén esetében 6 - össz-oxigénszámra számoljuk, ez előbbieken ismertetett okok miatt a kationszámok összege nagyobb lesz a vártnál. A kationszám olyan mértékben haladja meg az elméleti össz-kationszámot, amilyen mértékű a vashoz tartozó oxigénhiány:

$$S / T = X / N$$

a két egyenletből kifejezhető az Fe^{3+} :

$$Fe^{3+} = 2 \cdot X \cdot (1-T/S)$$

Az egyenletből következik, hogy csak abban az esetben van Fe^{3+} , ha $S > T$, azaz a számolt kationszám összeg meghaladja az ásvány elméleti össz-kationszámát.

xx. táblázat - Fe^{3+} becslése mikroszondán mért piroxén összetétel adataiból

| oxid | tömeg% | vissza- számolás | kation- számok 6 oxigénre | kation | kation- számok 4 össz-kationszámra |
|--------------------------------|--------|---------------------|---------------------------------|------------------|---------------------------------------|
| SiO ₂ | 56.21 | 56.21 | 2.0129 | Si | 1.9978 |
| Al ₂ O ₃ | 10.56 | 10.56 | 0.4456 | Al | 0.4423 |
| Fe ₂ O ₃ | - | 3.37 | - | Fe ³⁺ | 0.0900 |
| FeO | 6.10 | 3.07 | 0.1827 | Fe ²⁺ | 0.0913 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.0002 | Mn | 0.0002 |
| MgO | 7.33 | 7.33 | 0.3912 | Mg | 0.3883 |
| CaO | 12.13 | 12.13 | 0.4654 | Ca | 0.4619 |
| Na ₂ O | 7.64 | 7.64 | 0.5306 | Na | 0.5266 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.0017 | K | 0.0017 |
| | 100.02 | 100.36 | S= 4.0303 T= 4.0000 | | 4.0001 |

A táblázatban megadott adatok alapján az Fe^{3+} értékének becslése a következőképpen történik:

(1) Kationszám számolás adott X oxigénre

(2) $S = \sum kation$; ha $S < T$, akkor nincs Fe^{3+} az ásványban, azaz $Fe^{2+} = Fe^{összes}$, $Fe^{3+} = 0$

Példánkban $S = 4.0303$, azaz $S > T$.

(3) Ha $S > T$, akkor az ásványban Fe^{3+} is jelen van, értékét a Droop-féle általános egyenlet szerint kapjuk meg. Példánkban: $T/S = 4/4.0303 = 0.9925$, azaz

$$Fe^{3+} = 2 \cdot 6 \cdot (1 - 0.9925) = 0.0900$$

1. Ezután korrigálnunk kell a kationszámok értékeit, mivel kezdetben ezeket úgy számoltuk ki, hogy minden vas Fe^{2+} , ezért az oxigén-molarány értékek, azok összege nem pontosak. A korrekcióhoz minden korábban kationszámot (természetesen kivétel a frissen számolt Fe^{3+} kationszám) meg kell szoroznunk az T/S aránnyal. Az így kapott $Fe^{összes}$ értékből kivonjuk a számolt Fe^{3+} értékét, ez adja meg az Fe^{2+} kationszámát.

Példánkban:

$$Fe^{2+} = 0.1827 \cdot 0.9925 - 0.0900 = 0.0913.$$

Ha Fe^{3+} nagyobb, mint az $Fe^{összes}$, akkor $Fe^{3+} = Fe^{összes}$, $Fe^{2+} = 0$;

(5) A különböző vasionok mennyiségét oxidos formában a következőképpen kapjuk meg:

$$\text{FeO} = \text{FeO}^{\text{összes}} \cdot \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.1113 \cdot \text{FeO}^{\text{összes}} \cdot \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$$

Ez a számolási mód feltételezi, hogy a kationok száma az ásvány képletében állandó, azaz az ásvány szerkezetében nincsen vakancia (üres hely). Így alkalmazható prioxénekre, gránátokra, spinellekre, FeTi-oxidokra. Vakanciát is tartalmazó ásvány (pl. amfibol) esetében rögzített kationszámú, vakanciát nem tartalmazó részegységre végezzük a számolást:

(1) Ha az amfibol formulában az A pozíció betöltött, akkor 16 kationra és 23 kationra számolunk:

$$\text{Fe}^{3+} = 2 \cdot 23 \cdot (1 - 16/S)$$

(2) Ha az A pozíció nem betöltött, azaz itt vakancia is van, akkor az S-ből levonjuk a Na és K értékét ($S' = S - \text{Na} - \text{K}$). Ha $S' > 15$, akkor 15 össz-kationszámra számolunk:

$$\text{Fe}^{3+} = 2 \cdot 23 \cdot (1 - 15/S')$$

$$S' = S - (\text{Na} + \text{K})$$

(3) Ha az előbbi esetben az $S' < 15$, akkor S' értékéből levonjuk a Ca-ot és 13 össz-kationszámra számolunk:

$$\text{Fe}^{3+} = 2 \cdot 23 \cdot (1 - 13/S'')$$

$$S'' = S - (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$$

Az Fe^{3+} értékének becslése vakanciát is tartalmazó ásvány (amfibol) esetében.

| oxid | tömeg% | vissza-számolás | Kation-számok 23 oxigénre | Kation | Kationszámok 13 kationra (kivéve Ca, Na, K) |
|--------------------------------|--------|-----------------|---|------------------|--|
| SiO ₂ | 42.89 | 42.89 | 6.4558 | Si | 6.4125 |
| TiO ₂ | 1.80 | 1.80 | 0.2035 | Ti | 0.2021 |
| Al ₂ O ₃ | 11.55 | 11.55 | 2.0495 | Al | 2.0357 |
| Fe ₂ O ₃ | - | 2.72 | - | Fe ³⁺ | 0.3062 |
| FeO | 14.96 | 12.51 | 1.8830 | Fe ²⁺ | 1.5642 |
| MgO | 11.12 | 11.12 | 2.4953 | Mg | 2.4786 |
| CaO | 11.49 | 11.49 | 1.8532 | Ca | 1.8408 |
| Na ₂ O | 1.87 | 1.87 | 0.5463 | Na | 0.5426 |
| K ₂ O | 1.06 | 1.06 | 0.2044 | K | 0.2030 |
| Összes: | 96.74 | 97.01 | S = 15.691 T = 16.000 S' = 14.940 S'' = 13.087 | | |

A példában $S = 15.691$, azaz az A pozíció nincs teljesen betöltve. Az $S' = 14.940$, ami kisebb 15-nél, így az Fe^{3+} becslését 13 össz-kationszámra végezzük el:

$$S'' = 14.940 - 1.8532 = 13.0871$$

$$\text{Fe}^{3+} = 2 \times 23 \times (1 - 13/13.0871) = 0.3062$$

A 23 oxigénre számolt kationszámokat az $13/S'' (=0.9933)$ értékével megszorozva korrigáljuk. Ebben az esetben S'' értéke 13 lesz.

$$\text{Az } \text{Fe}^{2+} = 1.8830 \times 0.9933 - 0.3062 = 1.5642.$$

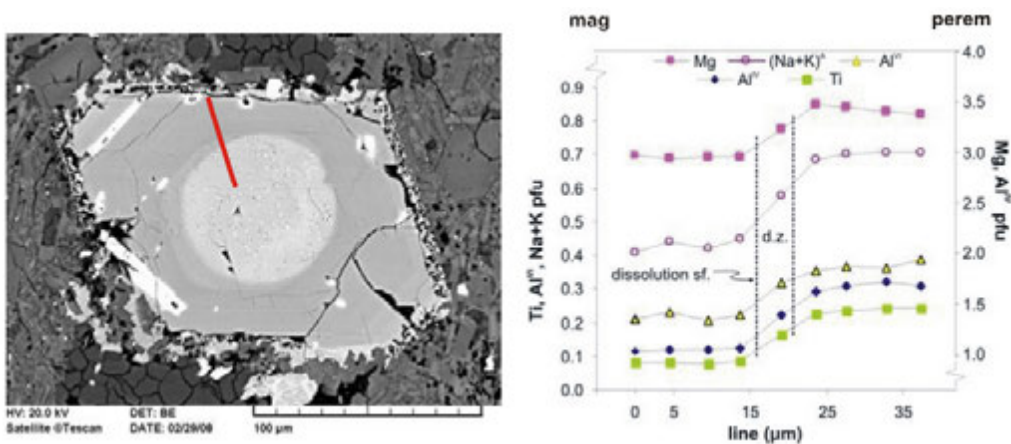
A vas visszaszámolás alapján:

$$\text{FeO} = 14.96 \cdot 1.5642 / 1.8704,$$

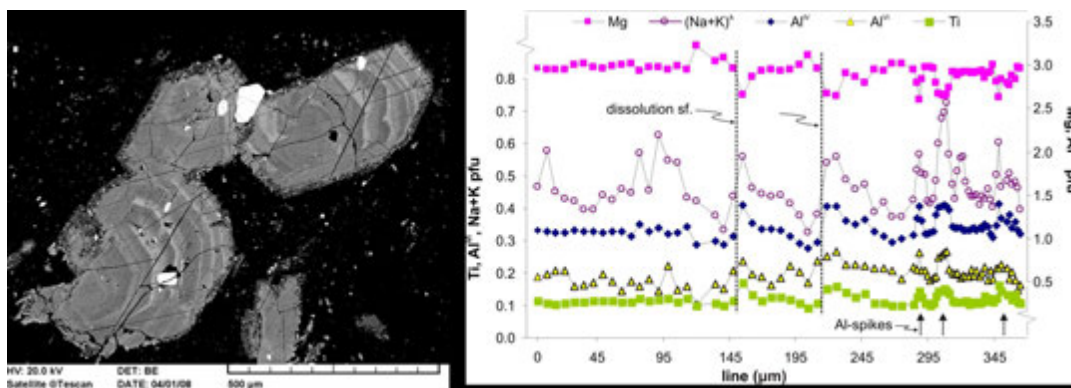
$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.1113 \cdot 14.96 \cdot 0.3062 / 1.8704.$$

IV.4.3. Szélsőtagok számolása különböző kőzetalkotó ásványok kémiai összetételéből

A kőzetalkotó ásványok közül több elegykristály, azaz a kristálytani helyeken különböző elemek helyettesíthetik egymást. Az olivin esetében például a magnézium és a vas helyettesítheti egymást, olyan mértékben, amit alapvetően a kristályosodás körülményei, elsősorban a magma kémiai összetétele és a hőmérséklet határoznak meg. Az elegykristályok szélsőtagjainak számításával képet kaphatunk a petrogenetikai folyamatokról, adott esetben például a magmakamrában végbement folyamatokról. Itt fontos hangsúlyoznunk, hogy egyetlen kristályon belül is akár jelentős kémiai összetételbeli változás lehet, akár mikron felbontásban is, ami azzal magyarázható, hogy a kristály növekedése során változott a kristályosodás körülménye. Ezzel az ásványok akár úgy használhatók, mint a fák évgyűrűi. Mindkét esetben a környezeti viszonyokról adnak tájékoztatást az évgyűrűk, avagy kristályok esetében az eltérő kémiai összetételű zónák. A zónássági típusok (normál, reverz, foltos vagy oszcillációs) fontos információt nyújtanak a magmafejlődés fázisairól.



IV.17. ábra – Reverz zónás amfibol (Csomád), ami egy világos színű, kis magnézium és kis alumínium tartalmú belső magból és jelentősen nagyobb magnézium és alumínium tartalmú külső zónából áll. Jobboldalt balról jobbra a magtól a perem felé figyelhetjük meg az egyes kationok változását. Ez az amfibol kristály egy hornblende belső magból és egy pargazit külső peremből áll, azaz akár egy amfibol kristályon belül két amfibol típus is elkülöníthető.



IV.18. ábra – Oszillációs zónás amfibol (Csomád) és a kationok változása balról jobbra a magtól a perem felé.

Az alábbiakban néhány kiemelt ásvány esetében adjuk meg a szélsőtagok számítási módját, az esetlegesen ehhez kapcsolódó osztályozási lehetőségeket. A lista terjedelmi okokból közel sem teljes, az amfibolok némileg bonyolultabb osztályozási, nevezéktani besorolási módszerét a következő publikációkban találjuk meg: Leake et al. (1997), *Canadian Mineralogist*, 35, 219-246 és Leake et al. (2004), *American Mineralogists*, 89, 883-887.

Olivin

Viszonylag egyszerű összetételű ásvány, a bazaltok egyik legfontosabb kőzetalkotó ásványa. A korábbiakban láttuk, hogy kémiai egyensúlyban az olivin és az olvadék közötti Fe/Mg megoszlás állandó, ami a kísérleti adatok alapján:

$$K_D^{\text{Fe-Mg}} = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{olivin}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{olvadék}} = 0.29$$

Ennek az összefüggésnek a segítségével kiszámolható, hogy egy adott kémiai összetételű olivin milyen kémiai összetételű, pontosabban, milyen mg-számú magmával volt egyensúlyban.

Az olivin kémiai összetételéből számolt kationszámok mellett rutinszerűen számolják ki a forszetrit (Fo) és fayalit (Fa) szélsőtagokat. Fontos tudni, hogy ezek mol%-os értékek. Számolásuk a következőképpen történik:

$$\text{Fo (mol\%)} = 100 \times \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$$

$$\text{Fa (mol\%)} = 100 \times \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}),$$

ahol Mg^{2+} és az Fe^{2+} molfrakció értékek, de ahogy azt az előző fejezetben olvashattuk, ugyanazt az eredményt kapjuk, ha az oxid-molarány értékekkel vagy a 4 oxigén számra számolt kationszámokkal számolunk.

Példa:

| | tömeg% | Kationszámok 4 O-re | |
|--------------------------------|--------|---------------------|--------|
| SiO ₂ | 40.27 | Si | 0.9997 |
| Al ₂ O ₃ | 0.03 | Al | 0.0008 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | Cr | 0.0003 |
| FeO | 12.17 | Fe | 0.2526 |
| MnO | 0.21 | Mn | 0.0045 |
| NiO | 0.24 | Ni | 0.0049 |
| MgO | 46.8 | Mg | 1.7315 |
| CaO | 0.21 | Ca | 0.0055 |
| Összesen: | 99.94 | | 2.9998 |
| | | Fo (mol%) | 87.27 |
| | | Fa (mol%) | 12.73 |

az alsórákosi bazaltban elemzett olivin forszterit (Fo) szélsőtag mol%-os értéke:

$$Fo = 100 \times 1.7315 / (1.7315 + 0.2526) = 87.27 \text{ mol\%}$$

$$Fa = 100 \times 0.2526 / (1.7315 + 0.2526) = 12.73 \text{ mol\%}$$

az olivinnel egyensúlyt tartó bazaltos magma mg-száma:

$$\text{mg-szám} = 1 / (1 + [\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}]_{\text{olivin}} / 0.29) = 1 / (1 + [0.2526/1.7315] / 0.29) = 0.67$$

Spinell:

A spinell bazaltos magmában az olivin mellett liquidus ásvány, azaz az első kiválási termékek között van. Ezért kémiai összetétele rendkívül fontos petrogenetikai értelmezésekben. A spinellekben számos elem helyettesíthet, a földköpenyben is jelenlévő cr-spinellekben általában a mg-szám mellett cr-számot is meghatároznak, mégpedig a következőképpen:

$$\text{cr-szám} = 100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$$

vagy ritkábban:

$$\text{cr-szám} = 100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$$

ahol a feltüntetett elemek a spinell 4 oxigénjére számolt kationszámok

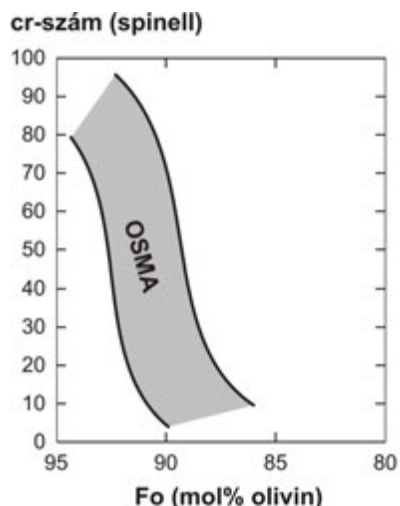
Példa:

| | tömeg% | Kationszámok 4 O-re | |
|--------------------------------|--------|---------------------|--------|
| SiO ₂ | 0.15 | Si | 0.0045 |
| TiO ₂ | 0.76 | Al | 1.0628 |
| Al ₂ O ₃ | 30.06 | Fe ³⁺ | 0.1848 |
| Cr ₂ O ₃ | 29.89 | Ti | 0.0172 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.18 | Cr | 0.7091 |
| FeO | 15.78 | Ni | 0.0032 |
| MnO | 0.21 | Mg | 0.6172 |
| NiO | 0.13 | Fe ²⁺ | 0.396 |
| MgO | 13.8 | Mn | 0.0053 |
| Összesen: | 98.96 | | 3.0001 |

az alsórákosi bazaltban elemzett spinell mg-száma és cr-száma:

$$\text{cr-szám} = 100 \times 0.7091 / (0.7091 + 1.0628) = 40.02$$

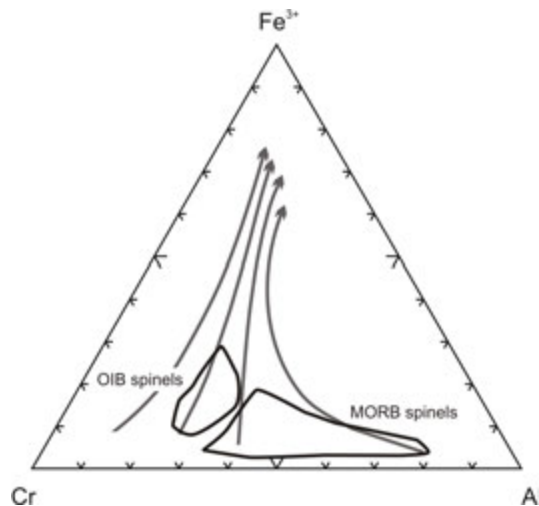
$$\text{mg-szám} = 0.6172 / (0.6172 + 0.3960) = 0.61$$



IV.19. ábra – Ultramafikus kőzetzárványokban található spinell-olivin párok OSMA diagramja Arai (1995) nyomán

A spinellek cr-száma érzékenyen jelzi a földköpeny peridotit kőzetének jellegét, annak kimerültségi fokát, azaz azt, hogy mennyi olvadék távozott el a múltban az adott kőzet megolvadása során. A peridotit kimerülésével, azaz egyre több olvadék eltávozásával a visszamaradt spinell cr-száma növekszik, mivel a Cr kompatibilis elem, míg az Al nagyobb mértékben lép az olvadékba. Ugyanekkor az olivin Fo-tartalma is növekszik. Arai (1995) számos egyensúlyi olivin és spinell kémiai összetételét elemezve definiálta az úgynevezett olivin-spinell földköpeny sort (OSMA=olivine-spinel mantle array), ami a földköpeny kimerültségi fokát mutatja alulról felfelé.

A spinellek nem ritkák bazaltokban lévő olivin fenokristályokban sem. Ezeknek a spinelleknek a kémiai összetétele szintén fontos petrogenetikai mérőszám. Roeder (2001) számos lemeztektonikai környezet bazaltjában vizsgálta a spinell zárványok kémiai összetételét és ezeket az alábbi háromszögdiagramban ábrázolta:



IV.20. ábra – Bazaltokban lévő olivin fenokristályokban található spinellek kémiai összetétel változása Roeder (2001) nyomán

Ezen a diagramon elválnak a kimerült földköpenyből származó óceánközépi hátság bazaltok (MORB) olivinjeiben talált spinellek az óceáni sziget bazaltok (OIB) spinelljeitől. A nyilak a spinell differenciációs trendjeit mutatják, ami a Ti növekedése mellett az Fe^{3+} növekedését jelenti.

Piroxén:

A piroxének ásványcsoportja fontos kőzetalkotó ásványokat tartalmaz, ami szinte mindenféle magmás kőzettípusban előfordul. Két szerkezeti változata a monoklin és a rombos piroxén, ami kémiai összetételben is eltér. A monoklin piroxének (klinopiroxének) Ca-ban gazdagok, míg a rombos piroxének (ortopiroxének) fő alkotói a magnézium

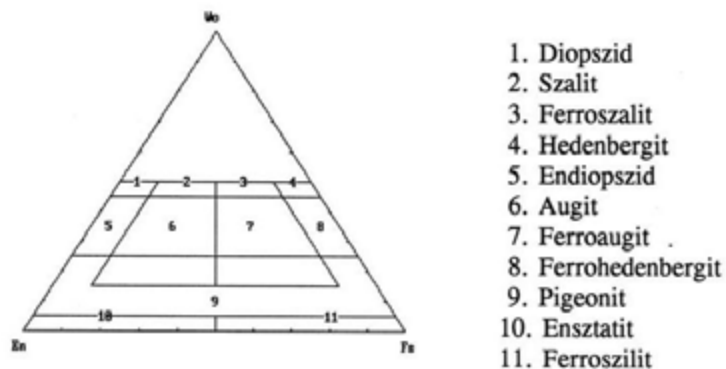
és a vas. A piroxéncsoport általános szerkezeti képlete: $M_2M_1T_2O_6$, ahol a T a tetraédes pozíció, míg az M1 és M2 oktaédes kristálytani helyek. A mikroszonda elemzés oxidos tömeg% értékeiből 6 oxigénre számoljuk ki a kationszámokat, amelyek összege 4 kell, hogy legyen. Amennyiben a számolt össz-kationszám nagyobb 4-nél, akkor a piroxén Fe^{3+} iont is tartalmaz, aminek mennyiségét a Droop-egyenlet alapján becsülhetjük. A korrigált kationszámok alapján feltölthető a piroxén kristálytani helyei, azaz megadható a pontos szerkezeti képlet. Az M1, M2 és T pozíciók feltöltése a következő szabályok szerint történik:

1. T (tetraédes) hely: Si, majd Al, majd Fe^{3+} sorrendben addig, amíg $T=2.0000$.
2. M1 (oktaédes) hely: maradék Al, Fe^{3+} , Ti, Cr, V, Zr, Sc, Zn, Mg, Fe^{2+} , Mn sorrendben, mindaddig, amíg $M1=1,0000$ lesz. A többi kation az M2 pozícióba kerül.
3. M2 (oktaédes) hely: maradék Mg, Fe^{2+} , Mn, majd Li, Ca, Na sorrendben, ekkor az $M2=1,0000$ kell, hogy legyen. A Li, Ca és Na csak M2 helyen lehet, azaz ha az M1 pozíció nem töltődik fel teljesen (nem lesz az odakerülő kationok összege 1), akkor sem lehet ezeket az elemeket oda áttenni. Így természetesen nem lesz pontos a piroxén kémiai képlete, ami az elemzés pontatlanságából is fakadhat.

Az alábbi táblázat különböző piroxén ásványokra mutat be példát a kationszámok elosztására. Figyeljük meg, hogy több esetben nem teljesen kitöltöttek a kristálytani pozíciók, ami feltehetően a kristályok kémiai összetételének pontatlan meghatározásából ered. Ezeknek a piroxéneknek a kémiai összetételét ugyanis még nem mikroszonda elemzéssel határozták meg. Figyeljük meg azt, hogy az M1 pozícióba nem kerülhet Ca és Na, azaz ebben az esetben M1 kisebb lesz, mint 1,0000, a T pozícióba pedig csak Si, Al, Fe^{3+} kerülhet.

| Név: | 5/1 Esseneit | 5/5 Kanoit | 5/6 Johanns. | gr-zr-al Zr-egirin | ferg-1 Neptunit | 52/1 Egirin | 44/6 Omfacit | 3/4 Diopszid |
|--------------------------------|--------------------------|---------------|-----------------|------------------------|--------------------|----------------|-----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 29.51 | 55.12 | 47.90 | 51.83 | 51.70 | 51.64 | 54.73 | 54.09 |
| Al ₂ O ₃ | 17.95 | 0.23 | - | 1.25 | 0.72 | 0.14 | 14.10 | 1.57 |
| Fe ₂ O ₃ | 23.89 | - | 0.25 | 29.73 | 17.10 | 33.47 | 1.17 | 0.74 |
| FeO | 0.69 | 0.14 | 0.98 | 1.33 | 3.40 | 0.70 | 1.74 | 1.47 |
| MgO | 2.68 | 26.31 | 0.96 | 0.04 | 2.67 | 0.09 | 8.84 | 16.96 |
| CaO | 23.40 | 0.69 | 21.62 | 2.21 | 2.07 | 0.31 | 11.62 | 21.10 |
| Na ₂ O | 0.14 | 0.03 | - | 12.30 | 12.80 | 13.00 | 6.61 | 1.37 |
| K ₂ O | - | - | - | - | - | - | 0.24 | 0.15 |
| TiO ₂ | 0.99 | - | - | 0.47 | 9.40 | 0.43 | 0.41 | 0.28 |
| MnO | 0.11 | 18.48 | 26.81 | 0.18 | 0.08 | 0.18 | 0.04 | 0.09 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | 0.10 | 2.03 |
| ZrO ₂ | - | - | - | 1.82 | - | - | - | - |
| Sum | 99.36 | 101.00 | 98.52 | 101.16 | 99.94 | 99.96 | 99.60 | 99.85 |
| T site | | | | | | | | |
| Si ⁴⁺ | 1.1876 | 1.9833 | 1.9915 | 1.9849 | 1.9436 | 1.9917 | 1.9400 | 1.9609 |
| Al ^{IV} | 0.8124 | 0.0097 | 0.0000 | 0.0151 | 0.0318 | 0.0063 | 0.0600 | 0.0391 |
| Fe ³⁺ | - | - | 0.0078 | - | 0.0246 | 0.0020 | - | - |
| TOTAL: | 2.0000 | 1.9930 | 1.9993 | 2.0000 | 2.0000 | 2.0000 | 2.0000 | 2.0000 |
| M1 site | | | | | | | | |
| Al ^{VI} | 0.0391 | - | - | 0.0413 | - | - | 0.5291 | 0.0279 |
| Fe ³⁺ | 0.7235 | - | - | 0.8568 | 0.4591 | 0.9693 | 0.0312 | 0.0202 |
| Ti ⁴⁺ | 0.0299 | - | - | 0.0135 | 0.2657 | 0.0124 | 0.0109 | 0.0076 |
| Cr ³⁺ | - | - | - | - | - | - | 0.0027 | 0.0581 |
| Zr ⁴⁺ | - | - | - | 0.0340 | - | - | - | - |
| Mg ²⁺ | 0.1607 | 1.0000 | 0.0595 | 0.0022 | 0.1495 | 0.0051 | 0.4261 | 0.8862 |
| Fe ²⁺ | 0.0232 | - | 0.0341 | 0.0425 | 0.1068 | 0.0132 | - | - |
| Mn ²⁺ | 0.0037 | - | 0.9064 | 0.0058 | 0.0025 | - | - | - |
| TOTAL: | 0.9801 | 1.0000 | 1.0000 | 0.9961 | 0.9836 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 |
| M2 site | | | | | | | | |
| Mg ²⁺ | - | 0.4111 | - | - | - | - | 0.0410 | 0.0302 |
| Fe ²⁺ | - | 0.0042 | - | - | - | 0.0093 | 0.0516 | 0.0445 |
| Mn ²⁺ | - | 0.5632 | 0.0377 | - | - | 0.0058 | 0.0011 | 0.0027 |
| Ca ²⁺ | 1.0090 | 0.0265 | 0.9631 | 0.0906 | 0.0833 | 0.0127 | 0.4413 | 0.8195 |
| Na ⁺ | 0.0109 | 0.0020 | - | 0.9133 | 0.9330 | 0.9721 | 0.4651 | 0.1031 |
| TOTAL: | 1.0199 | 1.0070 | 1.0008 | 1.0039 | 1.0163 | 0.9999 | 1.0001 | 1.0000 |
| LOX | 5.9995 | 5.9872 | 5.9955 | 6.0324 | 6.0005 | 6.0068 | 6.0300 | 5.9896 |
| IMA nevek: | | | | | | | | |
| 5/6 - Mn-hedenbergit; | 5/1 - Al-Mg-hedenbergit; | | | 5/5 - Mn-Fe-ensztatit; | | | | |
| 52/1 - egirin; | gr-zr-al - Zr-egirin; | | | ferg-1 - Ti-Ca-egirin; | | | | |
| | 44/6 - omfacit; | | | 3/4 - Na-Cr-diopszid | | | | |

A piroxének nevezéktani besorolása 1988 előtt alapvetően az ún. Hess-féle diagram alapján történt, aminek az alapja a piroxénekben lévő ensztatit, wollasztonit és ferroszililit szélsőtagok relatív mennyisége.



IV.21. ábra – Piroxének osztályozására szolgáló En-Wo-Fs háromszögdiagram

A piroxén szélsőtagok kiszámolása a kationszámokból a következőképpen történik:

$$\text{En (mol\%)} = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{\text{total}} + \text{Mn}),$$

$$\text{Wo (mol\%)} = 100 \times \text{Ca} / (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{\text{total}} + \text{Mn}),$$

$$\text{Fs (mol\%)} = 100 \times (\text{Fe}^{\text{total}} + \text{Mn}) / (\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}^{\text{total}} + \text{Mn})$$

1988 óta az International Mineralogical Association egységesített nevezéktani osztályozása van érvényben, amit a következő tanulmányban publikáltak: Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. - American Mineralogists, 73, 1123-1133. Azóta a piroxének nevezéktani besorolásban az itt lerögzített elveket kell követni.

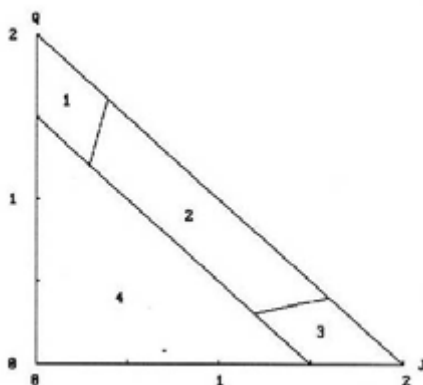
Az osztályozás módja a következő:

1. A piroxének 6 oxigénre számolt kationszámaiból képezzük a következő paramétereket:

$$Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$

$$J = 2 \times \text{Na}$$

1. A kapott Q és J értékeket ábrázoljuk a Q-J diagramon:



IV.22. ábra – Piroxének osztályozásának első lépése: a Q-J diagram

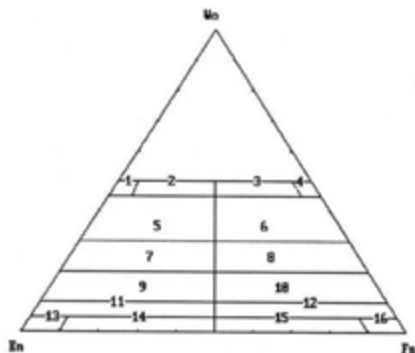
1. Aszerint, hogy a vizsgált piroxén melyik területre esik a Q-J diagramon, folytatódik tovább az osztályozás:

1. Quad piroxének
2. Ca-Na piroxének

3. Na-piroxének

4. 'Others' piroxének

Quad piroxének: a leggyakoribb klino- és ortopiroxének tartoznak ide, amelyek besorolása és névadása a némileg módosított beosztású En-Wo-Fs háromszögdiagram alapján történik:

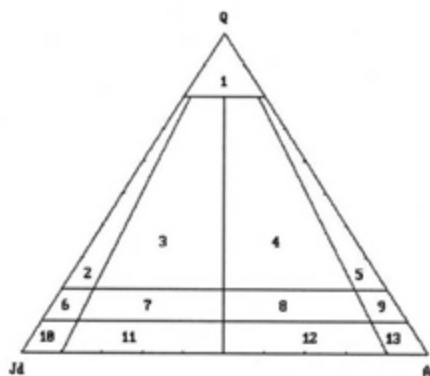


1. Diopszid
2. Ferro-diopszid
3. Mg-hedenbergit
4. Hedenbergit
5. [Mg-gazdag] augit
6. [Fe-gazdag] augit
7. [Ca-szegény Mg-gazdag] augit
8. [Ca-szegény Fe-gazdag] augit
9. [Mg-gazdag] Ca-pigeonit
10. [Fe-gazdag] Ca-pigeonit
11. [Mg-gazdag] pigeonit
12. [Fe-gazdag] pigeonit
13. Ensztatit
14. Ferro-ensztatit
15. Mg-ferroszilit
16. Ferroszilit

IV.23. ábra – A Quad piroxének osztályozása az IMA ajánlása szerint

A Ca-Na és Na piroxének, azaz az alkáli piroxének osztályozására a Q-Jd-Ae háromszögdiagramot használjuk:

1. Quad
2. Omfacit
3. Ferri-omfacit
4. Al-egirinaugit
5. Egirinaugit
6. Ca-jadeit
7. Ca-ferri-jadeit
8. Ca-Al-egirin
9. Ca-egirin
10. Jadeit
11. Ferri-jadeit
12. Al-egirin
13. Egirin



IV.24. ábra – Az alkáli piroxének osztályozása az IMA ajánlása szerint

A háromszögdiagram komponenseit az alábbiak szerint kapjuk meg:

$$Q = 100 \times (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + 2 \times \text{Na}),$$

$$\text{Jd} = (\text{Al}^{\text{VI}} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})) \times 2 \times \text{Na} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + 2 \times \text{Na})$$

$$\text{Ae} = 2 \times \text{Na} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + 2 \times \text{Na}) - \text{Jd}$$

Földpátok:

A földpátok némileg bonyolultabb elegykristályt alkotnak az olivinhez képest és a piroxénekhez hasonló módon 3 szélsőtag viszonylagos mennyiségével írhatjuk le és osztályozhatjuk az elemzett ásványt. A három szélsőtag a Ca (anortit; An), Na (albit; Ab) és K (ortoklász, Or) relatív mennyisége alapján számolható, a kapott szám adatok ismét mol% mértékegységben vannak:

$$\text{Ab (mol\%)} = 100 \times \text{Na} / (\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$$

$$\text{An (mol\%)} = 100 \times \text{Ca} / (\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$$

$$\text{Or (mol\%)} = 100 \times \text{K} / (\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$$

ahol a feltüntetett elemek a földpát 8 oxigénjére számolt kationszámok.

Példa:

| | tömeg% | Kationszámok 8 O-re | |
|--------------------------------|--------|---------------------|--------|
| SiO ₂ | 54.22 | Si | 2.459 |
| Al ₂ O ₃ | 28.86 | Al | 1.543 |
| FeO | 0.30 | Fe | 0.012 |
| CaO | 10.77 | Ca | 0.523 |
| Na ₂ O | 5.05 | Na | 0.444 |
| K ₂ O | 0.36 | K | 0.021 |
| Összesen: | 99.57 | | 5.002 |
| | | Ab (mol%) | 44.955 |
| | | An (mol%) | 52.933 |
| | | Or (mol%) | 2.113 |

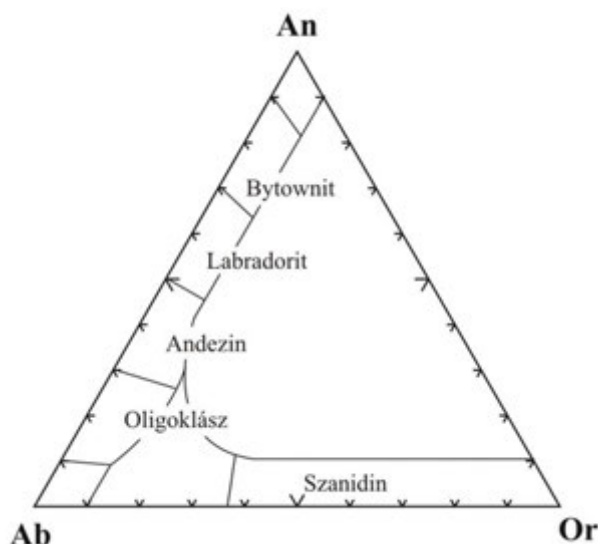
a csomádi dácitban elemzett földpát albit (Ab), anortit (An) és ortoklász (Or) szélsőtag mol%-os értékei:

$$\text{Ab} = 100 \times 0.444 / (0.444 + 0.523 + 0.021) = 44.96 \text{ mol\%}$$

$$\text{An} = 100 \times 0.523 / (0.444 + 0.523 + 0.021) = 52.93 \text{ mol\%}$$

$$\text{Or} = 100 \times 0.021 / (0.444 + 0.523 + 0.021) = 2.11 \text{ mol\%}$$

Mindezek alapján osztályozhatjuk és elnevezhetjük az elemzett földpátot az alábbi háromszögdiagram segítségével:



IV.25. ábra – A földpátok osztályozása az Ab-An-Or háromszögdiagram segítségével.

A példánkban szereplő földpát plagioklász, mégpedig labradorit összetételű.

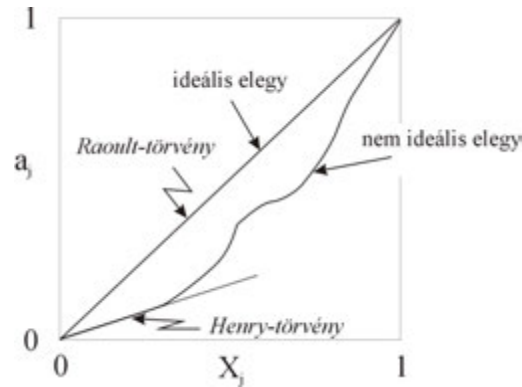
IV.5. A megoszlási együttható fogalma

A nyomelemeknek különösen nagy szerepük van a magmás folyamatok megismerésében, mivel koncentráció megoszlásuk matematikai képletekkel számszerűen is leírható. Ennek alapja az, hogy a nyomelemek megoszlása az egyensúlyban lévő magma és szilárd fázis között termodinamikai törvényszerűségeket követ és ezért meghatározható. A termodinamika területe részben a kémiai rendszerek egyensúlyi és fázisátalakulási energetikai törvényszerűségeit vizsgálja. A termodinamika törvényszerűségei alapján leírható, hogy miképpen viselkednek például a magmás rendszerek, hogyan és milyen körülmények között történik részleges olvadási folyamat, hogyan és milyen paraméterek (hőmérséklet, nyomás, oxigénfugacitás) mellett zajlik le a kristályosodás folyamata és milyen kristályok válnak ki stb. Meghatározható, hogy adott nyomáson és hőmérsékleten milyen metamorf átalakulások történnek és a mállás során milyen komponensek kerülnek oldatba. Összegezve, a termodinamikai törvényszerűségei alapján sokszor számszerű bepillantást nyerhetünk a geológiai folyamatokba. A termodinamikai törvényszerűségek egyensúlyi körülmények között használhatók. Termodinamikai szempontból ideális elegyen két fázis akkor van egyensúlyban, ha az elemek kémiai potenciálja egyenlő minden egymással egyensúlyt tartó fázisban (Berthelot-Nernst törvény):

$$\mu_i^\alpha = \mu_i^{\alpha_0} + RT \ln X_i^\alpha$$

$$\mu_i^\beta = \mu_i^{\beta_0} + RT \ln X_i^\beta$$

ahol i egy adott nyomelem, α és β az egyensúlyt tartó fázisok, R az egyetemes gázállandó ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T az abszolút hőmérséklet, X pedig az i elem molaránya (koncentrációja) az adott fázisban. Ideális elegyek esetében az elemek aktivitása megegyezik a koncentrációjával (Raoult törvény). Az ásványfázisokban a nyomelemek részben a főelemeket helyettesítik, ebben az esetben azonban már eltérés van a Raoult-féle ideális elegytől, amit a következő diagram fejez ki:



IV.26. ábra – Egy adott elem aktivitása és koncentrációja közti összefüggés ideális és nem ideális elegyek esetében

A Henry-törvény azonban kimondja, hogy ha egy elem koncentrációja 0 felé tart, azaz értéke nagyon kicsi, akkor nem ideális elegy esetében is az elem aktivitása és koncentrációja között lineáris az összefüggés:

$$a_i = k_i X_i,$$

ahol k_i az ún. Henry állandó.

A nyomelemek esetében, mivel koncentrációjuk kicsi (<1000ppm), ez az összefüggés alkalmazható. Nem ideális elegyek esetében a kémiai potenciál a következőképpen írható fel:

$$\mu_i^\alpha = \mu_i^{\alpha 0} + RT \ln a_i^\alpha$$

$$\mu_i^\beta = \mu_i^{\beta 0} + RT \ln a_i^\beta$$

Egyensúly esetében: $\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta$, azaz $\mu_i^{\alpha 0} - \mu_i^{\beta 0} = RT \ln a_i^\beta / a_i^\alpha$, vagy figyelembe véve a Henry törvényt is: $\mu_i^{\alpha 0} - \mu_i^{\beta 0} = RT \ln k_i^\beta X_i^\beta / k_i^\alpha X_i^\alpha$

Ezt az egyenletet átalakítva és a molarány (X_i) helyett koncentráció értéket (C_i) használva (ez a változtatás, azaz a fázisok molekulatömegében való különbség beépíthető a Henry állandóba) jutunk az egyensúlyi megoszlási együtthatóhoz:

$$D_i^{\alpha\beta} = C_i^\alpha / C_i^\beta = k_i^\beta / k_i^\alpha \exp ([\mu_i^{\beta 0} - \mu_i^{\alpha 0}] / RT)$$

Egy adott ásvány és a vele egyensúlyt tartó olvadék (magma) esetében egy i elem megoszlási együtthatója tehát a következő egyenlettel fejezhető ki (McIntire, 1963):

$$D_i^{\text{ásv/olv}} = C_i^{\text{ásv}} / C_i^{\text{olv}}$$

Ha például egy olivinben a La koncentrációja 0,13 ppm, az olvadékban pedig 13 ppm, akkor a La olivinre vonatkoztatott megoszlási együtthatója az adott rendszerben: 0,13/13, azaz $D_{La}^{\text{olivin/olv}} = 0,01$.

Plagioklász/olvadék megoszlási együtthatók:

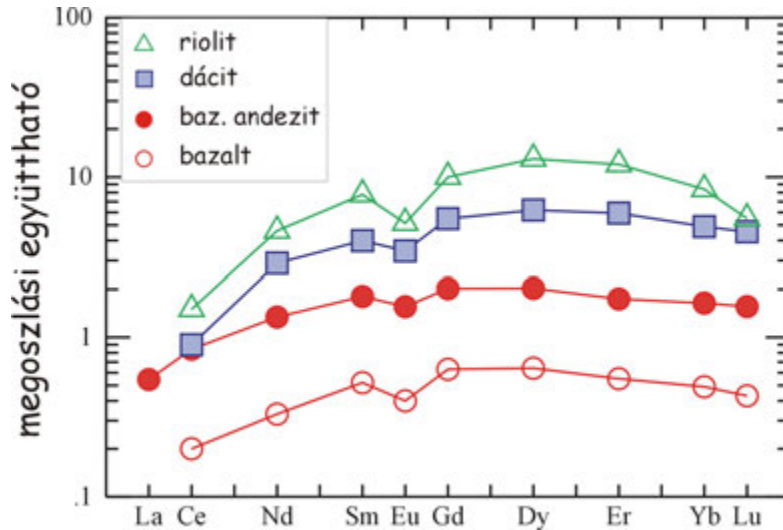
| riolit | andezit | bazalt |
|---------|---------|----------|
| elem D | elem D | elem D |
| Ba 0.48 | Ba 0.27 | Ba 0.3 |
| Ce 0.22 | Ce 0.12 | Ce 0.09 |
| Co 0.15 | Co 0.07 | Co 0.1 |
| Cr 0.01 | Cr 0.01 | Cr 0.02 |
| Eu 2 | Eu 0.75 | Eu 0.32 |
| La 0.3 | La 0.18 | La 0.135 |
| Lu 0.1 | Lu 0.1 | Lu 0.037 |

| | | | | | |
|----|------|----|------|----|-------|
| Nd | 0.19 | Nd | 0.09 | Nd | 0.04 |
| Pb | 0.3 | Pb | 0.61 | Pb | 0.76 |
| Rb | 0.3 | Rb | 0.3 | Rb | 0.016 |
| Sc | 0.01 | Sc | 0.01 | Sc | 0.008 |
| Sm | 0.12 | Sm | 0.06 | Sm | 0.036 |
| Sr | 4.4 | Sr | 3.4 | Sr | 2.87 |
| Ta | 0.03 | Ta | 0.03 | Ta | 0.05 |
| Tb | 0.14 | Tb | 0.15 | Tb | 0.026 |
| Th | 0.01 | Th | 0.01 | Th | 0.05 |
| Yb | 0.1 | Yb | 0.1 | Yb | 0.016 |
| Zn | 0.48 | Zn | 0.44 | Zn | 0.18 |
| Zr | 0.2 | Zr | 0.2 | Zr | 0.2 |

Mit jelent az a számadat? A következő táblázatban különböző kőzetek esetében mutatunk be megoszlási együttható értékeket plagioklász ásványra (<http://earthref.org/GERM/>). Ezek a megoszlási együttható értékek többnyire egynél kisebbek. Ez azt jelenti, hogy a nevezőben lévő koncentráció adat nagyobb, azaz az adott elem inkább az olvadékban dúsul. Ebben azt mondjuk, hogy az elem *inkompatibilis* ($D_i^{ásv/olv} < 1$), azaz az adott ásvány szerkezete nem segíti elő, hogy az illető elem kristályos fázisba lépjen. A táblázatban felsorolt elemek közül azonban a Sr értéke egynél jóval nagyobb, azaz a megoszlási együttható képletében a számláló értéke jóval nagyobb, mint a nevezőé. Azaz a Sr, inkább az ásványban, példánkban a plagioklászban dúsul, mint az olvadékban. Ez azzal magyarázható, hogy az ásványban van olyan főelem, amit a nyomelem helyettesíteni tud, esetünkben ez a kalcium. Ekkor azt mondjuk, hogy a nyomelem *kompatibilis* ($D_i^{ásv/olv} > 1$).

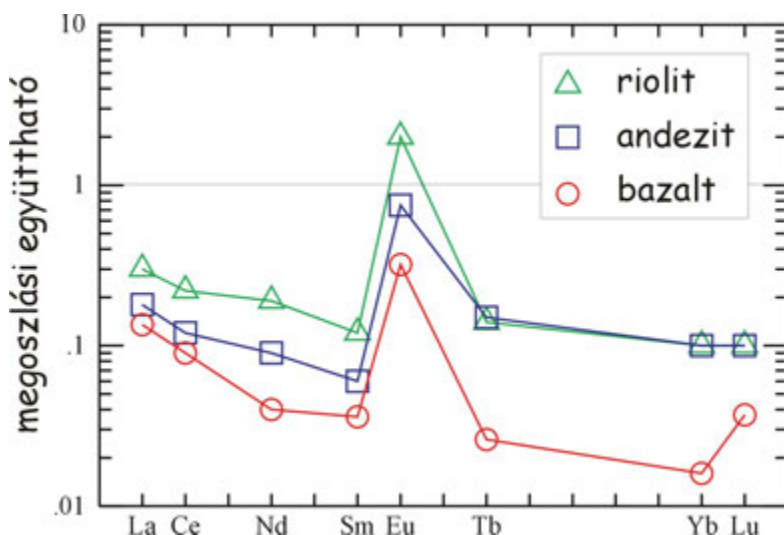
Hornblende/olvadék megoszlási együtthatók (Rollinson 1993):

| | bazalt | bazaltos andezit | dácit | riolit |
|----|--------|------------------|-------|--------|
| La | | 0.5442 | | |
| Ce | 0.2 | 0.843 | 0.899 | 1.5 |
| Nd | 0.33 | 1.3395 | 2.89 | 4.6 |
| Sm | 0.52 | 1.8035 | 3.99 | 7.77 |
| Eu | 0.4 | 1.5565 | 3.44 | 5.14 |
| Gd | 0.63 | 2.0165 | 5.48 | 10 |
| Dy | 0.64 | 2.0235 | 6.2 | 13 |
| Er | 0.55 | 1.74 | 5.94 | 12 |
| Yb | 0.49 | 1.64 | 4.89 | 8.38 |
| Lu | 0.43 | 1.56 | 4.53 | 5.5 |



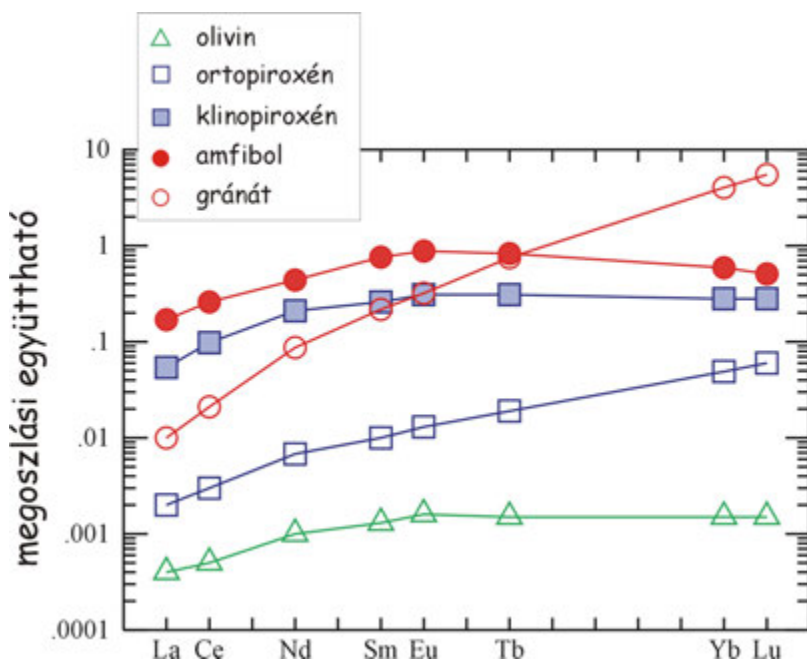
IV.27. ábra –Hornblendére vonatkoztatott ritkaföldfém elem megoszlási együtthatók különböző magmás rendszerekben

Már az előbbi táblázatból kitűnik, hogy a nyomelemek megoszlási együttható értéke függ a magma összetételétől is. A fenti táblázat és ábra szintén erre mutat példát. Ebben a példában hornblendére vonatkoztatott ritkaföldfém elem megoszlási együtthatókat sorolunk fel különböző magmás rendszerekben. Az egyik dolog, amit megfigyelhetünk, hogy a nyomelemek nagy része a bazaltos rendszertől eltekintve egynél nagyobb értéket mutat. Ez azt jelenti, hogy a ritkaföldfém elemek könnyen be tudnak lépni az amfibol kristályrácsába, azaz erre az ásványra nézve kompatibilisek. A bazaltos rendszerben azonban még inkább az olvadékban maradnak, azaz inkompatibilisen viselkednek. E nyomelemek azonban nem egységesen reagálnak a hornblende kristályosodására. A könnyű RFF elemek kevésbé mozdulnak a hornblende irányába, viszont a nehezebb RFF elemek már nagyobb hajlandóságot mutatnak a hornblendebe való beépülés felé. Az eurórium kissé kilóg a sorból, a mellette lévő szamárium és gadolíniumhoz képest kisebb a megoszlási együtthatója, azaz kevésbé kompatibilis a hornblendéhez. Ennek az lehet az oka, hogy az eurórium +2 iontöltéssel is szerepelhet, ami már kevésbé kedvező az amfibolba való beépülésre, ebben az esetben az eurórium inkább a plagioklásztt választja. A következő megfigyelés, amit az előző ábra alapján tehetünk az, hogy minél nagyobb az amfibollal egyensúlyt tartó magma SiO_2 tartalma, annál nagyobbak a megoszlási együttható értékek. Azaz, *a megoszlási együttható értéke erősen függ a bezáró magma kémiai összetételétől!* Hasonló jelleget mutat a plagioklász is. Bazaltos rendszerben kisebbek a megoszlási együtthatók, míg riolitosban nagyobbak. Az Eu azonban fordítottan viselkedik itt, mint az amfibol esetében. Ha redukzív viszonyok vannak, akkor az eurórium nem a ritkaföldfém elemekre jellemző +3, hanem +2 iontöltéssel fordul elő a magmában. Ekkor azonban hasonló tulajdonságokat mutat, mint a stroncium és helyettesítheti a plagioklászban a kalciumot. *Azon elemek esetében tehát, amelyek különböző iontöltéssel fordulhatnak elő, a megoszlási együttható értéke függ az oxidációs körülményektől.*



IV.28. ábra – Plagioklászra vonatkoztatott ritkaföldfém elem megoszlási együtthatók különböző magmás rendszerekben

A megoszlási együttható értéke azonban további paramétereiktől is függ, például a *kristályosodási hőmérséklettől*. Drake és Weill (1975) például kimutatta, hogy a Sr megoszlási együtthatója a plagioklászban logaritmikusan változik 1400°C és 1100°C között. Ugyancsak logaritmikus összefüggést mutat a szamárium titanitra vonatkoztatott megoszlási együtthatója a hőmérséklettel 1100°C és 900°C között (Green és Pearson, 1986). Egyes esetekben azonban nem könnyű eldönteni, hogy a megoszlási együttható a magma összetételétől vagy a hőmérséklettől függ. Leeman és Lindstrom (1978) szerint bazaltos rendszerben a nikkel olivinre vonatkoztatott megoszlási együtthatóját a hőmérséklet befolyásolja. Ezzel szemben, Hart és Davis (1978) inverz korrelációt állapított meg a bazaltos magma MgO-tartalma és a nikkel olivinre vonatkoztatott megoszlási együtthatója között. Végül néhány esetben megállapítható a *megoszlási együttható nyomástól való függése* is. Green és Pearson (1986) szerint a ritkaföldfém elemek megoszlási együtthatója a titanitra vonatkoztatva érzékelhetően nőnek nagyobb nyomáson.



IV.29. ábra – Különböző ásványokra vonatkoztatott ritkaföldfém megoszlási együtthatók bazaltos rendszerben (McKenzie és O’Nions, 1991)

Végül a 13. ábrán figyeljük meg, hogy bazaltos rendszer esetében, milyen különbséget mutatnak a nyomelemek megoszlási együtthatói különböző ásványokra vonatkoztatva. A felsorolt ásványok a földköpeny fő alkotói. Ha a

földköpeny megolvad, akkor a ritkaföldfémek nagy része az olvadékba lép, mert inkompatibilisen viselkednek a szilárd ásvány fázisokkal szemben. Ez alól csak az itterbium és a lutécium a kivétel, amely elemek a gránátban dúsulnak, azaz olvadás során inkább visszamaradnak a szilárd kőzetben, feltéve ha ott gránát is jelen van. A többi ásvány közül legkevésbé az olivint és az ortopiroxént szeretik a ritkaföldfém elemek.

Hogyan viselkednek azonban általában a nyomelemek egy bazaltos, vagy andezites vagy riolitos magmás rendszerben. Erre az úgynevezett *teljes megoszlási együttható* ad iránymutatást. A teljes megoszlási együttható értékét a következőképpen kapjuk meg:

$$D_i = \sum x_i^{\text{ásv}} D_i^{\text{ásv/olv}}$$

Azaz az ásvány/olvadék megoszlási együttható értékeket megszorozzuk az illető ásvány viszonylagos részarányával és mindezt összegezzük. Az alábbi táblázat ritkaföldfém elemek különböző ásványokra vonatkoztatott megoszlási együtthatóit tartalmazza ultrabázisos-bazaltos rendszerben (McKenzie és O'Nions, 1991):

| | olivin | ortopiroxén | klinopiroxén | gránát | spinell |
|----|---------------|--------------------|---------------------|---------------|----------------|
| La | 0.0004 | 0.002 | 0.054 | 0.01 | 0.01 |
| Ce | 0.0005 | 0.003 | 0.098 | 0.021 | 0.01 |
| Nd | 0.001 | 0.0068 | 0.21 | 0.087 | 0.01 |
| Sm | 0.0013 | 0.01 | 0.26 | 0.217 | 0.01 |
| Eu | 0.0016 | 0.013 | 0.31 | 0.32 | 0.01 |
| Tb | 0.0015 | 0.019 | 0.31 | 0.75 | 0.01 |
| Yb | 0.0015 | 0.049 | 0.28 | 4.03 | 0.01 |
| Lu | 0.0015 | 0.06 | 0.28 | 5.5 | 0.01 |

A földköpenyben egy gránát-peridotit ásványos összetétele a következő:

Ásvány: %

| | |
|--------------|------|
| olivin | 60.1 |
| ortopiroxén | 18.9 |
| klinopiroxén | 13.7 |
| gránát | 7.3 |

A La teljes megoszlási együtthatója ebben a rendszerben:

$$D_{La} = 0.601 \cdot 0.0004 + 0.189 \cdot 0.002 + 0.137 \cdot 0.054 + 0.073 \cdot 0.01 = 0.0087$$

Az Yb esetében ez az érték:

$$D_{Yb} = 0.601 \cdot 0.0015 + 0.189 \cdot 0.049 + 0.137 \cdot 0.28 + 0.073 \cdot 4.03 = 0.3427$$

Ezek az értékek azt jelentik, hogy mindkét elem inkompatibilis ultrabázisos-bázisos magmás rendszerben, a lantán azonban erősebben dúsul az olvadékban, míg az itterbium egy részét a gránát visszatartja.

IV.6. Normált sokelemes diagramok

Az analitikai módszerek tökéletesedése ma már lehetővé teszi, hogy egyszerre több mintán, mintánként nyomelemek széles spektrumát mérjük. A nyomelemek ábrázolásának egy speciális módja az úgynevezett normalizált sokelemes diagramok, amelyek lehetővé teszik, hogy egységes módon, egyszerre több nyomelem viselkedését vizsgálni lehessen. Az ábrázolást először a ritkaföldfém (RFF) elemekre alkalmazták, ennek háttere pedig az volt, hogy ez az elemcsoport nagyon hasonlóan viselkedik, azonban van egy nagyon kismértékű eltolódás az inkompatibilitásukat, illetve az Eu viselkedését tekintve. A ritkaföldfémek inkompatibilitása bazaltos rendszerben növekvő rendszámmal

gyengén csökken, mivel az ionsugár csökken és ezzel a nehéz ritkaföldfémek egyre inkább alkalmasak lesznek, hogy bizonyos főelemeket, például az Al^{3+} -ot helyettesítsenek (pl. gránátban).

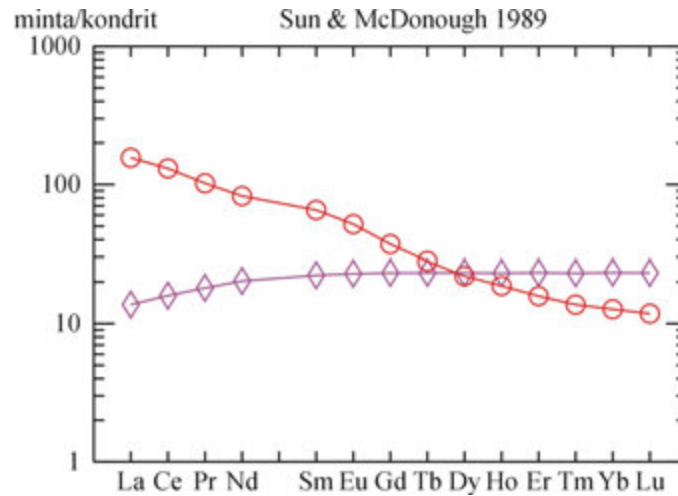
| | Ritkaföldfémek kondrit | | Primitív földköpeny | Nyomelemek | | | | | | |
|----|------------------------------|-------------------|------------------------|------------------------------|-------------------|---------------------------------|------------------------------|-------|----|-------|
| | Sun és McDonough, 1989 | Nakamura, 1974 | | McDonough és Sun, 1995 | Kondrit | N-MORB | OIB | | | |
| | | | | | Thompson, 1982 | Pearce és Parkinson, 1993 | Sun és McDonough, 1989 | | | |
| La | 0.237 | 0.33 | Cs | 0.021 | Ba | 6.9 | Rb | 0.56 | Cs | 0.387 |
| Ce | 0.612 | 0.865 | Rb | 0.6 | Rb | 0.35 | Ba | 6.3 | Rb | 31 |
| Pr | 0.095 | 0.112 | Ba | 6.6 | Th | 0.042 | Th | 0.12 | Ba | 350 |
| Nd | 0.467 | 0.63 | Th | 0.0795 | K | 120 | U | 0.047 | Th | 4 |
| Pm | 1 | 1 | U | 0.0203 | Nb | 0.35 | Ta | 0.13 | U | 1.02 |
| Sm | 0.153 | 0.203 | Nb | 0.658 | Ta | 0.02 | Nb | 2.33 | Nb | 48 |
| Eu | 0.058 | 0.077 | K | 240 | La | 0.328 | K | 1079 | K | 12000 |
| Gd | 0.2055 | 0.276 | La | 0.648 | Ce | 0.865 | La | 2.5 | La | 37 |
| Tb | 0.0374 | 0.047 | Ce | 1.675 | Sr | 11.8 | Ce | 7.5 | Ce | 80 |
| Dy | 0.254 | 0.343 | Pb | 0.15 | Nd | 0.63 | Pb | 0.3 | Pb | 3.2 |
| Ho | 0.0566 | 0.07 | Pr | 0.254 | P | 46 | Sr | 90 | Pr | 9.7 |
| Er | 0.1655 | 0.225 | Sr | 19.9 | Sm | 0.203 | P | 314 | Sr | 660 |
| Tm | 0.0255 | 0.03 | P | 90 | Zr | 6.84 | Nd | 7.3 | P | 2700 |
| Yb | 0.17 | 0.22 | Nd | 1.25 | Hf | 0.2 | Zr | 74 | Nd | 38.5 |
| Lu | 0.0254 | 0.034 | Zr | 10.5 | Ti | 620 | Hf | 2.05 | Zr | 280 |
| | | | Hf | 0.283 | Tb | 0.052 | Sm | 2.63 | Sm | 10 |
| | | | Sm | 0.406 | Y | 2 | Eu | 1.02 | Eu | 3 |
| | | | Eu | 0.154 | Tm | 0.034 | Gd | 3.68 | Ti | 17200 |
| | | | Ti | 1205 | Yb | 0.22 | Ti | 7614 | Dy | 5.6 |
| | | | Dy | 0.674 | | | Y | 28 | Y | 29 |
| | | | Y | 4.3 | | | Yb | 3.05 | Yb | 2.16 |
| | | | Yb | 0.441 | | | Lu | 0.455 | Lu | 0.3 |
| | | | Lu | 0.0675 | | | | | | |

IV.30. ábra – Egy átlagos óceáni hátság bazalt (MORB; rombusz) és egy óceáni sziget bazalt (OIB, kör) kondrit összetételre (Sun és McDonough, 1989 adatai alapján) normált ritkaföldfém eloszlása

Az ábrázolás elve az volt, hogy az x-tengelyen növekvő rendszámmal sorakoznak a ritkaföldfém elemek a La-tól a Lu-ig, az y-tengelyen pedig a koncentráció adataik szerepelnek. Az elemek természetes eloszlásának egyik törvényszerűsége azonban az, hogy a páros rendszámú elemek mindig gyakoribbak, mint a mellettük lévő páratlan rendszámú elemek. Ez azt jelenti, hogy abszolút értékben a Ce mindig nagyobb koncentrációt mutat, mint a La és a Pr. Ez azt jelenti, hogy ha az y-tengelyen csak a koncentráció adatokat tüntetjük fel, akkor egy fűrészfogszerű görbét kapunk, ami nehezen értékelhető. Ha azonban a mérés során kapott koncentráció adatokat egy referencia összetételhez hasonlítjuk, azaz a minták koncentráció adatait elemenként osztjuk a referencia összetétel megfelelő elemének koncentráció értékével, akkor az eloszlási görbén már nem lesznek zavaró kilengések, a görbe „kiszimul”. A normálásnak egy másik előnye az, hogy ezzel egy adott, kitüntetett összetételhez viszonyítjuk a vizsgált minták koncentráció adatait, azaz értékelhetjük az elemek viszonylagos gazdagodását vagy szegényedését. Ilyen kitüntetett, referencia összetétel a leprimitív kondritok összetétele, ami a Naprendszer legősibb összetételét képviseli és mint ilyen a teljes Föld kémiai jellegét tükrözi. Az ettől való eltérés a Föld nagy léptékű differenciációs folyamatait tükrözi. Ehhez hasonló elven vezették be a primitív földköpeny összetételt, mint referencia adatsort, ami a Föld kezdeti, szilikátos részének átlagos összetételét képviseli, ami később vált szét, differenciálódott kimerült földköpenyre és gazdagodott földkéregre. Szintén használják a kimerült óceánközépi hátság bazaltok (MORB) összetételét az összehasonlításra, ami a leggyakrabban előforduló, a földköpeny felső, kimerült részéből származó bazaltos magmatípust képviseli. A fenti táblázatban a sokelemes diagramok esetében leggyakrabban használt referencia összetételeket mutatjuk be.

A következő diagram egy átlagos óceáni hátság bazalt (MORB) és egy óceáni sziget bazalt (OIB) kondrit összetételre normált ritkaföldfém eloszlását mutatja. Figyeljük meg, hogy az x-tengelyen az összes lantanida elem feltüntetésre

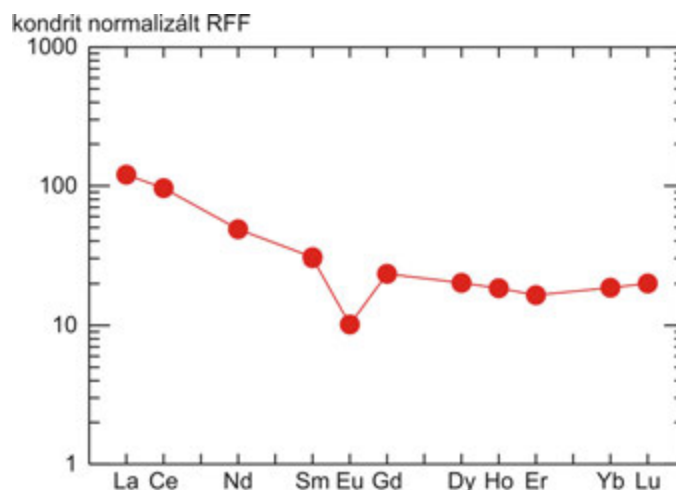
kerül, még az is, amelyről nem készült mérés (a prométiumot általában nem mérik). Ebben az esetben nem írjuk ki a vegyjelét és a két utolsó mért értéket egyenes vonallal összekötjük.



IV.30. ábra – Egy átlagos óceáni hátság bazalt (MORB; rombusz) és egy óceáni sziget bazalt (OIB, kör) kondrit összetételre (Sun és McDonough, 1989 adatai alapján) normált ritkaföldfém eloszlása

A két bazalt minta élesen különbözik egymástól. A MORB kőzetekre általában jellemző a könnyű ritkaföldfém elemekben való viszonylagos szegénység, míg az OIB kőzetek gazdagodottak ezekben az elemekben és szegényebbek a nehéz ritkaföldfém elemekben. Mindez a magmaképződéssel, a részleges olvadás körülményeivel áll kapcsolatban. A tholeiites MORB magmák nagyobb mértékű (10-15%) olvadással jönnek létre a kimerült földköpeny forráskőzetből, míg az alkáli jellegű OIB magmák nagyobb mélységben, gránát jelenlétében és kisebb mértékű olvadással (valamennyi gránát a földköpenyben marad, és ez visszatartja a nehéz ritkaföldfém elemek egy részét) alakul ki. A könnyű és nehéz ritkaföldfém elemek egymáshoz képesti frakcionációját számszerűen a La_N/Yb_N vagy a Ce_N/Yb_N arányokkal fejezik ki, ahol a La_N , Ce_N és Yb_N értékek a referencia adata (kondrit összetételre) normált adatokat jelentik ki. A MORB kőzetek esetében ezek az arányok 1-nél kisebbek (könnyű ritkaföldfém elemekben viszonylagosan szegényedett), míg az OIB kőzetek esetében 1-nél nagyobbak (könnyű ritkaföldfém elemekben viszonylagosan gazdagodott).

A következő ábra egy ezektől erősen eltérő vulkáni kőzet ritkaföldfém eloszlását mutatja. A kőzet egy bükkaljai riolitos horzsakő Harsány falu mellől. A ritkaföldfém elem koncentráció itt összességében nagyobb, mint a bazaltok esetében, bár a könnyű ritkaföldfém elemek koncentráció nem sokban tér el az átlagos OIB mintáétól. Mindezek oka az lehet, hogy a riolitok egy erősen differenciált magmát képviselnek, a ritkaföldfém elemek pedig inkompatibilisak, azaz erősen dúsulnak a differenciáció során visszamaradt olvadékban. Azonban a járulékos ásványok, mint például a cirkon és allanit kristályosodása erősen módosítja a ritkaföldfém elem eloszlást. Mindkét ásvány jelentős mértékben dúsítja a ritkaföldfém elemeket, az allanit elsősorban a könnyű, a cirkon pedig a nehéz ritkaföldfém elemeket. Akár már néhány tized százalékos kiválásuk észrevehetően csökkenti a maradékolvadék ritkaföldfém elem koncentrációját. A másik szembevetendő jelleg a diagramon az eurórium (Eu) esetében tapasztalható negatív anomália. Negatív anomáliának nevezzük azt a jelenséget, amikor egy elem adott referencia összetételre normalizált koncentrációja a szomszédos elemekhez képest jellemzően kisebb. A lényeges pont itt az, hogy az egymás mellett lévő elemek teljes megoszlási együtthatója az adott rendszerben nagyon hasonló, azaz inkompatibilitásuk mértéke közel van egymáshoz, így egy magmafejlődési folyamatban, mint például kristályosodás során hasonlóképpen kell viselkedniük. Amennyiben nem ez történik, akkor ennek oka a kristályosodás eltérő körülményeiben keresendő.



IV.31. ábra – Egy harsányi (Bükkalja) riolitos horzsakő kondrit összetételre (Sun és McDonough, 1989 adatai alapján) normált ritkaföldfém eloszlása

Az eurórium az a ritkaföldfém, amelyik gyakran jelenik meg a ritkaföldfém elemekre jellemző Eu^{3+} mellett Eu^{2+} ionként is. Ebben az esetben geokémiai viselkedése megváltozik, mivel képes lesz a Ca^{2+} ion helyettesítésére. Erre a plagioklászban nyílik lehetőség. Azaz, amennyiben a kristályosodás redukív viszonyok között zajlik, amikor az eurórium jelentős része Eu^{2+} ionként van az olvadékban és plagioklász kristályosodik, akkor az Eu kompatibilis elemként viselkedik, belép a kristályosodó ásványba és ezért koncentráció csökken a maradékolvadékban, míg a szamárium (Sm) és gadolínium (Gd) inkompatibilis és ezért, a többi ritkaföldfém elemhez hasonlóan dúsul a maradékolvadékban. A negatív Eu-anomália tehát érzékenyen jelezheti a korábbi plagioklász kristályosodást. E mellett, ritkább esetben, okozhatja az is, ha az elsődleges magma plagiokász-tartalmú kőzet megolvadásával jön létre úgy, hogy a plagioklász egy része nem olvad meg. A negatív Eu-anomáliát számszerűsíteni is lehet. Ennek alapja az, hogy normál esetben azt várjuk, hogy az Eu normált értéke a Sm és Gd mintapontokat összekötő egyenesen helyezkedjen el. Ennek a pontnak az értékét, nevezzük el Eu^* -nak, a két szélső elem aritmetikai átlagaként számolhatjuk ki:

$$\text{Eu}^* = (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2,$$

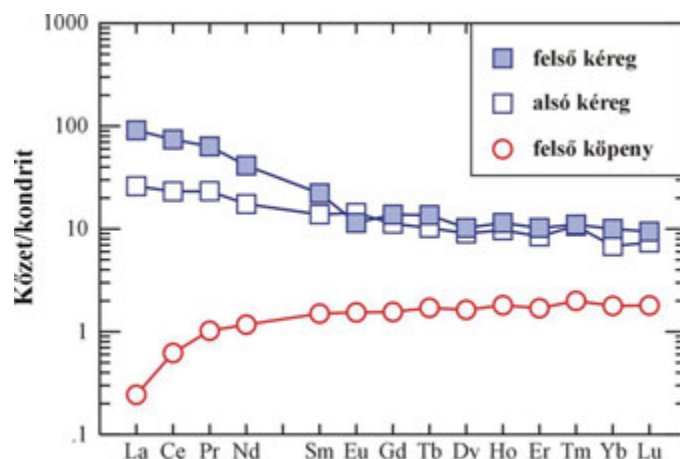
ahol Sm_N és Gd_N , a Sm és Gd kondrit adataira normált értékét jelentik. A negatív anomáliát ehhez az értékhez mérjük, azaz az a mérőszám a következő: Eu_N/Eu^* . Amennyiben ez az érték kisebb 1-nél, akkor negatív, ha nagyobb, akkor pozitív anomáliáról beszélünk. Nem ritkán azonban az aritmetikai átlag helyett a geometriai átlagaként fejezük ki az Eu^* -ot, abban az esetben a negatív Eu-anomália mértékét a következőképpen kapjuk meg:

$$\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)^{1/2}, \text{ azaz } \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)}$$

Fontos tehát, hogy minden esetben a számolás módját is feltüntessük, amikor megadjuk az Eu-anomália mértékét. A ritkaföldfém elemek közül az Eu mellett még a cérium (Ce) fordul elő kétféle ionos állapotban (Ce^{3+} és Ce^{4+}), ekkor is képezhetjük a Ce-anomália számszerűsített mértékét az előzőekben ismertetett módon.

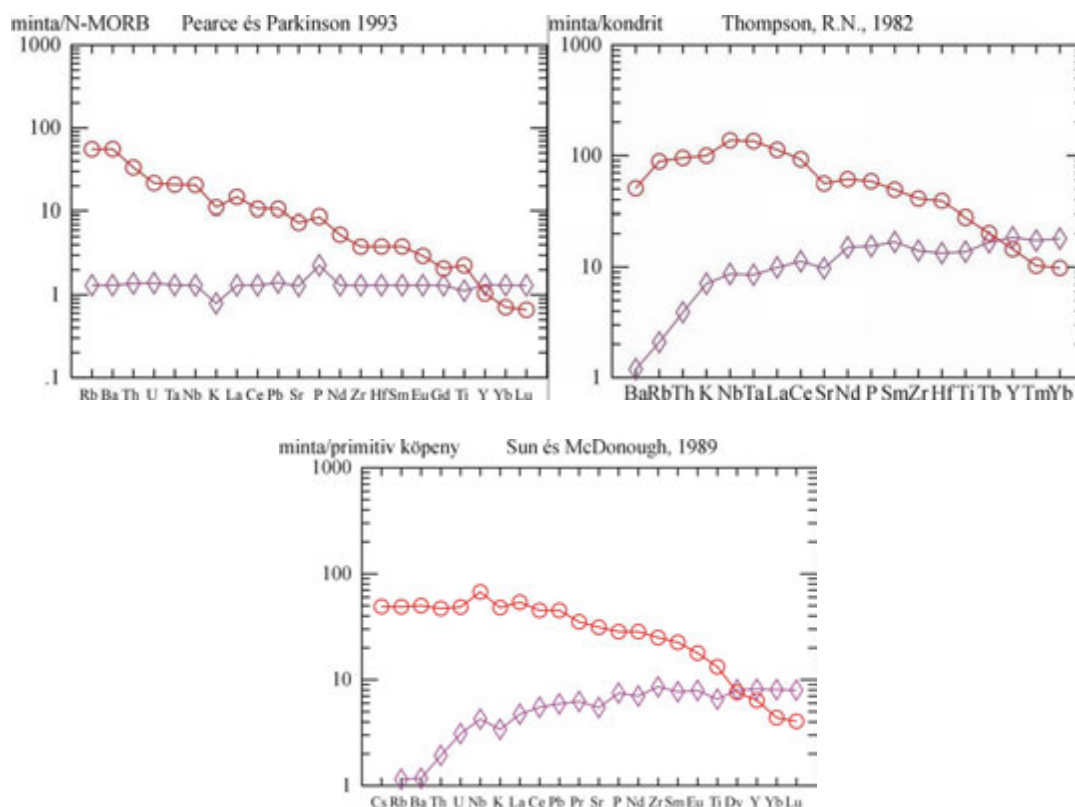
A ritkaföldfém eloszlási diagramon tehát az értelmezés az (1) egyes elemek adott referencia összetételhez képesti gazdagodása; (2) az egymáshoz képesti – például könnyű és nehéz ritkaföldfém elemek - szegényedés vagy gazdagodás; (3) a görbe lefutása és (4) negatív vagy pozitív anomáliák felismerésén és jellemzésén alapul. Az eloszlási minta érzékenyen jelzi a magmaképződés, illetve a frakcionációs kristályosodás körülményeit, történetét.

A következő ábra a földköpeny felső részének és a kontinentális kéreg két részének jellemző ritkaföldfém elem eloszlását mutatja. Jól látható, hogy a felső földköpeny és a kontinentális kéreg eloszlási görbéje egymásnak komplementerei és tükrözi azt, hogy a primitív földköpeny többszöri olvadásával, erősen inkompatibilis nyomelemekben, azaz a könnyű ritkaföldfém elemekben egyre kimerültebb földköpeny maradt vissza, míg a távozó magma és az abból kialakuló földkéreg anyag erősen inkompatibilis nyomelemekben, azaz a könnyű ritkaföldfém elemekben gazdagodott jellegű.



IV.32. ábra – A felső földköpeny és a kontinentális kéreg két részének jellemző, kondrit összetételre (Sun és McDonough, 1989 adatai alapján) normált ritkaföldfém eloszlása

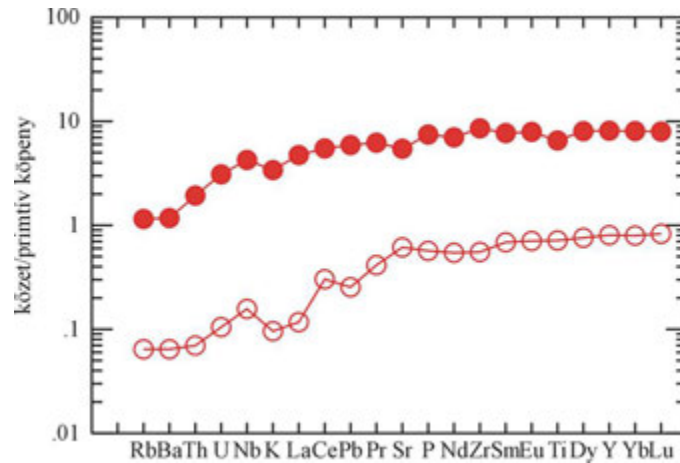
Az 1980-as évektől kezdve a ritkaföldfém elemek ábrázolását kiterjesztették többi nyomelemre is. Ennek alapelve az, hogy a nyomelemeket az x-tengelyen geokémiai tulajdonságuk, alapvetően inkompatibilitásuk (az adott rendszerben jellemző teljes megoszlási együtthatójuk) alapján sorakoztatják, mégpedig balról jobbra csökkenő inkompatibilitásuknak (növekvő teljes megoszlási együttható) megfelelően. Balra vannak tehát a legerősebben inkompatibilis nyomelemek, ezek a bazaltos rendszerben nagy ionsugarú nyomelemek, azaz alkálifémek és alkáli földfémek, míg a sor jobb felén a kevésbé inkompatibilis nyomelemek vannak, mint például az ittrium (Y) és a nehéz ritkaföldfémek (Yb, Lu). Az y-tengelyen, logaritmikus skálán, itt is egy adott referencia összetételre normált adatokat tüntetünk fel és a kapott pontokat egyenes vonallal kötjük össze. A legfontosabb referencia összetétel adatokat (primitív köpeny, MORB, OIB, kondrit) a fejezet elején lévő táblázatban adtuk meg. A sokelemes diagramok esetében általában a referencia összetételt közlő publikációra hivatkoznak, és aszerint sorakoztatják az x-tengelyen a nyomelemeket is.



IV.33. ábra – Egy átlagos óceáni hátság bazalt (MORB; rombusz) és egy óceáni sziget bazalt (OIB, kör) MORB összetételre (Pearce és Parkinson, 1993 adatai alapján), kondrit összetételre (Thompson, 1982 adatai alapján),

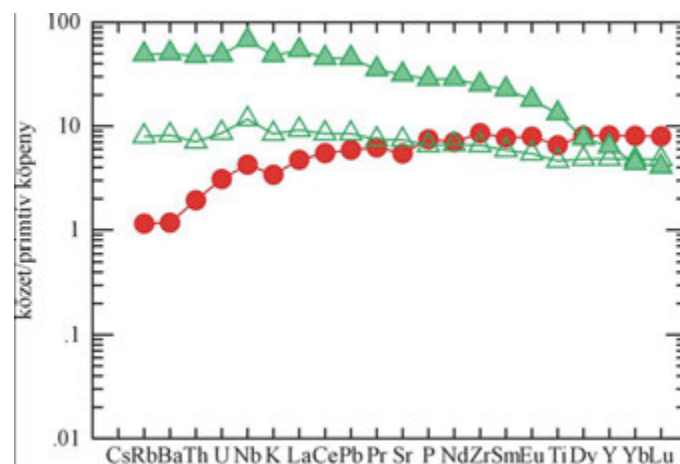
illetve primitív földköpeny összetételre (Sun és McDonough, 1989 adatai alapján) normált nyomelem eloszlása. Figyeljük meg a nyomelemek némileg eltérő sorrendjét!

A nyomelem eloszlási görbéket hasonlóképpen, hasonló jellegek megfigyelése alapján értelmezhetjük, mint amit már a ritkaföldfém elemek esetében tárgyaltunk. Ebben az esetben az erősen és kevésbé inkompatibilis nyomelemek viszonylagos viselkedését vizsgáljuk. A MORB magmák például erősen inkompatibilis nyomelemekben szegények, mivel kimerült földköpenyből, viszonylag nagy mértékű olvadással keletkeznek. A viszonylag nagy mértékű olvadás eredménye az, hogy a keletkező magma nyomelem eloszlása hasonló lesz a forráskőzet (kimerült peridotit) nyomelem eloszlási jellegéhez, mivel mind az erősen, mind a kevésbé inkompatibilis nyomelemek hasonló mértékben dúsulnak (feltéve, ha egyik elemet sem tartja vissza egy ásványfázis, mint például gránát az itriumot és a nehéz ritkaföldfém elemeket).



IV.34. ábra – A kimerült földköpeny peridotit anyagának (üres kör) és a belőle származó N-MORB kőzet (telt kör) primitív köpeny összetételre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelem eloszlási diagramja

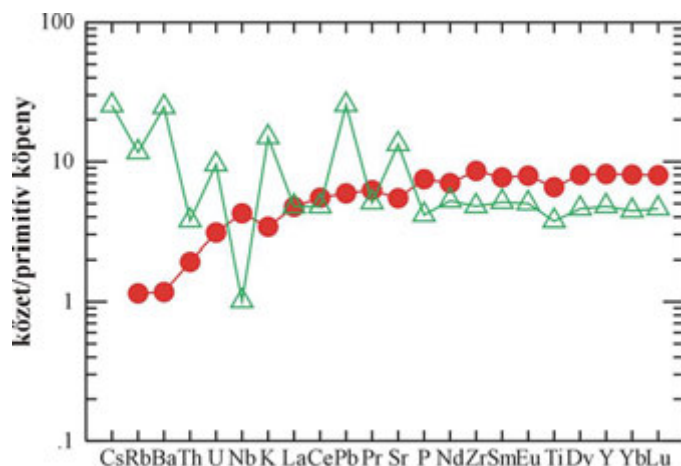
Amennyiben az olvadás mértéke kisebb, úgy az erősen inkompatibilis nyomelemek jobban dúsulnak a keletkező magmában, mint a kevésbé inkompatibilis nyomelemek, ezért az előbbiek nagyobb mértékben gazdagodnak, például az alkáli bazaltos magmákban. Ezt mutatja a következő ábra, ahol a nyomelem eloszlás alapján jól elkülöníthetők a különböző olvadási folyamattal keletkezett bazalt típusok. Figyeljük meg, hogy az alkáli OIB kőzetek esetében az elemsor jobb oldalán lévő, kevésbé inkompatibilis nyomelemek viszonylag szegényedtek, ami azt jelenti, hogy a kis mértékű olvadás nagyobb mélységben, a gránát-peridotit stabilitási mezőben történhetett és az olvadás után még maradt gránát a földköpeny kőzetanyagban, ami visszatartotta az itriumot és a nehéz ritkaföldfém elemeket.



IV.35. ábra – Átlagos N-MORB (telt kör), E-MORB (üres háromszög) és OIB (telt háromszög) primitív köpeny összetételre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelem eloszlási diagramja

A nyomelem eloszlás értelmezésében szintén fontosak az elem anomáliák felismerése és magyarázata. A szubdukciós övekben lévő magmás kőzetek esetében már közel sem a MORB és OIB bazaltokhoz hasonló sima eloszlási

trendvonalat kapunk, hanem bőven megfigyelhetők elemanomáliák is. A MORB kőzetekhez képest feltűnő az erősen inkompatibilis nyomelemekben való viszonylagos dúsulás, továbbá a negatív Nb-anomália és a pozitív Pb- és Sr-anomália. A bazaltos rendszerben az erősen inkompatibilis nyomelemek az alkálifémek és alkáliföldfémek, azaz a nagy ionsugarú litofil elemek (LILE=Large Ion Lithophile Elements), amelyek vizes oldatban mobilisak. Ez a nyomelem eloszlási sajátosság tehát a szubdukciós zónák alatti magmaképződés speciális voltával magyarázható. Az alábukó óceáni kőzetlemezről felszabaduló vizes oldatok magukkal viszik a könnyen oldható alkálifémeket és alkáliföldfémeket (Cs, Rb, Ba, K és Sr), míg a vizes oldatokban kevésbé vagy immobilis nyomelemek, mint például a Th és a nagy térerejű nyomelemek (pl. Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) az alábukó óceáni kőzetlemezben maradnak. Az eredmény az lesz, hogy a szubdukciós zónákban képződő magmák peridotit forrásanyagában jelen lesznek a vizes oldatok által hozott, és a peridotit kőzetet átalakító, metasomatizáló fluid-mobilis nyomelemek. Ezek inkompatibilisak és ezért preferáltan lépnek be a keletkező magmában, így nagy koncentrációt érhetnek el. Ezzel szemben az alábukó óceáni kőzetlemezben maradó, immobilis nyomelemek relatíve hiányozni fognak a megolvadó forráskőzet anyagából. A nióbbium (Nb) a fluid-mobilis K és U között helyezkedik el, így erős negatív anomáliát mutat a sokelemes diagramon. Ezt a nyomelem eloszlási tulajdonságot általában szubdukciós jellegnek értelmezik, azaz azt jelenti, hogy a vulkáni kőzet elsődleges magmája egy szubdukciós folyamat során metasomatizált peridotit kőzetanyag részleges olvadása során keletkezett. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy azonban ez nem jelenti feltétlenül azt, hogy a magmaképződés aktív szubdukciós folyamattal járt együtt. A kratoni területeken keletkező ultrakáli kőzetek például jellemzően ilyen nyomelem eloszlást mutatnak. Ebben az esetben egyértelműen nem történt a magmaképződéssel egyidejű szubdukciós folyamat. A geokémiai bélyeg csupán a forráskőzet jellegét tükrözi és nem egy folyamatot! Azaz, számos példa van arra, hogy egy korábbi szubdukciós esemény során metasomatizálódik a litoszféraköpeny, majd egy későbbi, például extenziós folyamat során ez a kisebb olvadáspontról anyag preferáltan olvad ki és hoz létre szubdukciós jellegű magmát.



IV.36. ábra – A Mariana vulkáni szigetív bazaltjának (üres háromszög) és az átlagos N-MORB (telt kör) primitív köpeny összetételre (Sun és McDonough, 1989) normált nyomelem eloszlási diagramja

IV.7. Bevezetés a petrogenetikai modellszámításokba

IV.7.1. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: részleges olvadás

A nyomelemek összetétele magmás kőzetekben érzékenyen jelzi azt, hogy milyen folyamatokon mentek keresztül. Ezek közül a legfontosabbak a kiindulási kőzet összetétele, ami részleges olvadást szenved, a részleges olvadás folyamata és a kristályosodás módja. A magmás folyamatok első lépése a részleges olvadás. A vulkánokat tápláló magmák jelentős része 60 km-nél mélyebben keletkezik, a felső köpeny anyagának részleges megolvadásával. Magma akkor képződik, amikor a felső köpeny vagy a földkéreg adott részén a hőmérséklet a kőzetet alkotó ásványok olvadáspontja fölé emelkedik. A természetben a hőmérséklet emelkedése többnyire nem közvetlenül hőátadás miatt történik, hanem közvetetten, a nyomás csökkenése miatt. Ha a mélység függvényében figyeljük a

hőmérséklet és a nyomás változását, akkor azt tapasztaljuk, hogy normál körülmények között a hőmérséklet nem éri el azt az értéket, ami a földköpeny peridotit anyagának olvadását eredményezné. Ez magyarázza azt, miért nincs mindenhol vulkáni tevékenység, miért csak jól meghatározott területeken folyik vulkanizmus. Magmaképződés akkor következik be, ha a normál vagy a köpenycsóva felemelkedés miatt némileg magasabb hőmérsékletű köpenyanyag felemelkedik, azaz kisebb nyomás alá kerül. Ebben az esetben a földköpeny peridotit anyagának szolidusza metszheti az adott nyomásra jellemző hőmérséklet értéket, azaz a geotermát és megindulhat a részleges olvadás. Az, hogy mindez milyen mélységben következik be attól is függ, mekkora a földköpeny hőmérséklete. Köpenycsóva feláramlás esetében már nagyobb mélységben (80-100 km) megindulhat a részleges olvadás, normál hőmérsékletű (1300°C) asztenoszféra anyag azonban csak 40 km-nél sekélyebb mélységben kezd el olvadni. A részleges olvadás mélységét és elindulását a könnyen illók is befolyásolják: már kis mennyiségű víz vagy CO₂ is lejjebb viszi a peridotit olvadáspontját, azaz hamarabb elkezdődhet az olvadás. Az olvadás mértéke a földköpenyben, a Föld jelenlegi hőtermelését figyelembe véve, nem haladhatja meg a 20%-t (azaz egységnyi szilárd kőzet 20%-a olvad meg), a Föld korai fejlődési szakaszában azonban az olvadás mértéke jóval nagyobb is lehetett (40-45% - pl. komatiit magmák képződése)

A részleges olvadás két fő típusát különböztetjük el: egyensúlyi és frakcionációs olvadás. Az *egyensúlyi olvadás* során a képződő magma folyamatosan reagál a megolvadó földköpeny anyagával, azaz folyamatosan egyensúly áll fenn az olvadék és a szilárd fázis között. Végül, amikor a mechanikai körülmények megengedik a magma elhagyja az olvadás színterét és kisebb sűrűsége miatt felfele kezd nyomulni. A *frakcionációs olvadás* során egyszerre csak kis térfogatú olvadék keletkezik, ami rögvest elhagyja az olvadás helyét. A felszálló magmacsomagok végül feljebb összeállnak és haladnak tovább a földkéreg felé. Az olvadás folyamata mindkét esetben történhet *modálisan* és *nem-modálisan*. Az első esetben az ásványok olyan részarányban olvadnak meg, amilyen arányban a szilárd kiindulási kőzetben szerepeltek. A másik esetben eltér a kiindulási kőzet modális összetétele és az olvadékba lépő ásványok viszonylagos mennyisége, azaz a kisebb olvadáspontú ásványok hamarabb és nagyobb részarányban olvadnak meg (például a klinopiroxén és a gránát hamarabb és nagyobb mértékben olvad meg, mint az olivin vagy az ortopiroxén)

Az ásvány/olvadék megoszlási együtthatók és a részleges olvadás típusainak ismeretében a nyomelemek koncentrációváltozása az olvadási folyamat során számszerűen is megadható. Ehhez a következő paramétereket használjuk fel:

Nyomelem koncentrációja:

C_l^i = i elem koncentrációja az olvadékban

$C_{o,s}^i$ = i elem koncentrációja a kiindulás kőzetben

C_{RS}^i = i elem koncentrációja az olvadás után visszamaradt szilárd kőzetben

Nyomelem megoszlási együtthatója:

$D_{w/l}^i$ = i elem α ásványfázisra vonatkoztatott megoszlási együtthatója

D_o^i = i elem teljes megoszlási együtthatója a megolvadó kőzet kiindulási ásványfázisaira vonatkoztatva

P_o^i = i elem teljes megoszlási együtthatója az olvadékba lépő ásványfázisokra vonatkoztatva

D_{RS}^i = i elem teljes megoszlási együtthatója az olvadás után visszamaradt kőzet ásványfázisaira vonatkoztatva

Olvadás mértéke:

F = magma (t%) / megolvadó kőzet (t%)

Ásványok részaránya:

$X_{o/\alpha}^i$ = α ásványfázis viszonylagos mennyisége a megolvadó kiindulási kőzetben

$X_{l/\alpha}^i$ = az olvadékba lépő α ásványfázis viszonylagos mennyisége

X_{RS}^i = α ásványfázis viszonylagos mennyisége az olvadás után visszamaradt kőzetben

A számolásokhoz a következő matematikai egyenletek nyújtanak segítséget:

Modális egyensúlyi olvadás:

$$X_{o,\alpha} = X_{l,\alpha}$$

i nyomelem koncentrációja az olvadéokban:

$$C_1^i = \frac{C_{o,s}^i}{D_o^i + F \cdot (1 - D_o^i)} \quad \text{ahol } D_o^i = \sum (X_{o,\alpha} \cdot D_{\alpha 1}^i)$$

i nyomelem koncentrációja a visszamaradt szilárd kőzetben:

$$C_{RS}^i = C_1^i \cdot D_{RS}^i = C_1^i \cdot D_o^i$$

Nem-modális egyensúlyi olvadás:

$$X_{o,\alpha} = (1-F) \cdot X_{RS} + F \cdot X_{l,\alpha}$$

Az olvadási fázis addig tart, amíg egy ásványfázis teljesen felemészti. Ez a következő részleges olvadáig tart:

$$F_{max} = X_{o,\alpha} / X_{l,\alpha}$$

Ebben a folyamatban a *D'* nem állandó:

$$D' = \frac{D_o' - F \cdot P_o'}{1 - F} \quad \text{ahol: } D_o' = \sum (X_{o,\alpha} \cdot D_{\alpha 1}')$$

$$P_o' = \sum (X_{l,\alpha} \cdot D_{\alpha 1}')$$

i nyomelem koncentrációja az olvadéokban:

$$C_1^i = \frac{C_{o,s}^i}{D_o' + F \cdot (1 - P_o')}$$

i nyomelem koncentrációja a visszamaradt szilárd kőzetben:

$$C_{RS}^i = \frac{C_{o,s}^i}{1 - F} \cdot \frac{D_o' - F \cdot P_o'}{D_o' + F \cdot (1 - P_o')}$$

Nem-modális frakcionációs olvadás:

i elem koncentrációja egy olvadécsomagban nem-modális olvadás esetében:

$$C_1^i = \frac{C_{o,s}^i}{D_o^i} \cdot \left[1 - \frac{P^i \cdot F}{D_o^i} \right]^{(1/P^i-1)}$$

i elem koncentrációja a végső olvadékfázisban ('aggregált' olvadék):

$$C_1^i = \frac{C_{o,s}^i}{F} \cdot \left[1 - \left(1 - \frac{P^i \cdot F}{D_o^i} \right)^{(1/P^i)} \right]$$

i elem koncentrációja a frakcionációs olvadás után visszamaradt szilárd kőzetben:

$$C_{RS}^i = \frac{C_{o,s}^i}{1 - F} \cdot \left[1 - \frac{F \cdot P^i}{D_o^i} \right]^{(1/P^i)}$$

Nézzünk ezek után néhány példát, hogyan használhatók ezek az egyenletek? Először vizsgáljuk meg a kompatibilis elemek viselkedését részleges olvadás során. Bazaltos rendszerben kompatibilis elem például a króm, a nikkelt és a kobalt. A króm koncentrációja a földköpenyben 3000 ppm körül van. Egy átlagos spinell-lherzolit és gránát-lherzolit modális összetétele (%-ban) a következő (Kostopoulos és James, 1992):

| | spinell-lherzolit | gránát-lherzolit |
|--------------|-------------------|------------------|
| olivin | 57 | 60.1 |
| ortopiroxén | 25.5 | 18.9 |
| klinopiroxén | 15 | 13.7 |
| spinell | 2.5 | |
| gránát | | 7.3 |

Ha az olvadás nem-modális, akkor ezek az ásványok a következő részarányban (%-ban) lépnek be az olvadékba (Kostopoulos és James, 1992):







| | spinell-lherzolit | gránát-lherzolit |
|--------------|-------------------|------------------|
| olivin | 1.21 | 1.3 |
| ortopiroxén | 8.06 | 8.7 |
| klinopiroxén | 76.37 | 36 |
| spinell | 14.36 | |
| gránát | | 54 |

Ezek után következhet a számolás! Először a króm megoszlási együtthatóit kell kiszámolnunk. Ehhez azonban ismernünk kell a króm ásvány/olvadék megoszlási együtthatóit. McKenzie és O’Nions (1991) munkája alapján ezek a következők:

| olivin | ortopiroxén | klinopiroxén | gránát | spinell |
|--------|-------------|--------------|--------|---------|
| 0.3 | 1.5 | 3 | 5.5 | 300 |

A teljes megoszlási együtthatók a következők: spinell-lherzolit esetében 8,5035, gránát-lherzolit esetében pedig 1,2763. A jelentős különbség oka az, hogy a króm erősen kompatibilis a spinellre nézve. Ha az olvadás nem-modális, akkor az olvadékba lépő ásványfázisokra számolt teljes megoszlási együttható: spinell-lherzolit esetében 45,496, gránát-lherzolit esetében pedig 4,1844.

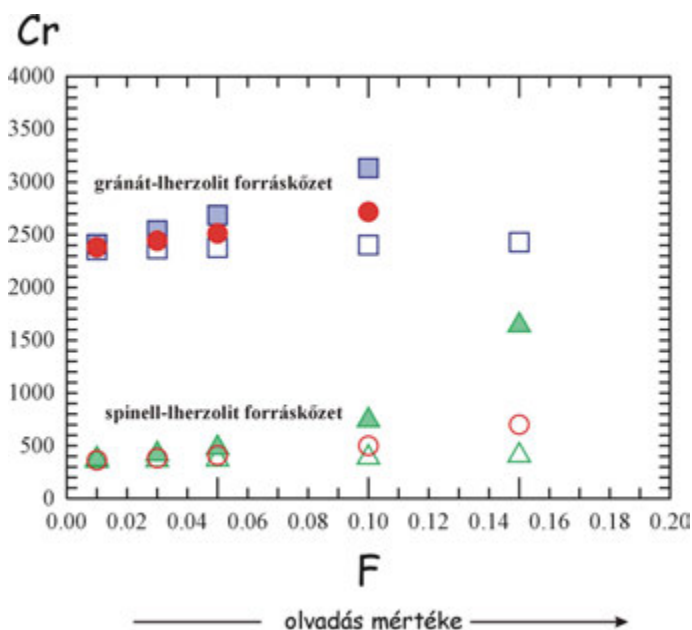
A króm koncentrációja ppm-ben kifejezve a keletkező magmában, különböző típusú olvadás esetén (a jelek a 14. ábrára vonatkoznak):

| Olvadási mód: | F: | Cr | Olvadási mód: | F: | Cr | Olvadási mód: | F: | Cr |
|--|-----------|---|--|-----------|---|--|-----------|-----------|
| spinell-lherzolit forráskőzet, modális egyensúlyi olvadás  | 0.01 | 356 | spinell-lherzolit forráskőzet, nem-modális egyensúlyi olvadás  | 0.01 | 372 | spinell-lherzolit forráskőzet, frakcionációs olvadás  | 0.01 | 362 |
| 0.03 | 362 | 0.03 | 418 | 0.03 | 384 | | | |
| 0.05 | 369 | 0.05 | 478 | 0.05 | 409 | | | |
| 0.10 | 387 | 0.10 | 740 | 0.10 | 501 | | | |
| 0.15 | 407 | 0.15 | 1640 | 0.15 | 701 | | | |
| 0.20 | 428 | gránát-lherzolit forráskőzet, nem-modális egyensúlyi olvadás  | 0.01 | 2411 | gránát-lherzolit forráskőzet, frakcionációs olvadás  | 0.01 | 2380 | |
| gránát-lherzolit forráskőzet, modális egyensúlyi olvadás  | 0.01 | 2356 | 0.03 | 2541 | 0.03 | 2444 | | |
| 0.03 | 2366 | 0.05 | 2686 | 0.05 | 2513 | | | |
| 0.05 | 2376 | 0.10 | 3132 | 0.10 | 2717 | | | |
| 0.10 | 2403 | | | | | | | |
| 0.15 | 2429 | | | | | | | |
| 0.20 | 2457 | | | | | | | |

A következő ábrán a részleges olvadás mértékének függvényében ábrázoltuk a Cr koncentráció változását. Ezek alapján három fontos megállapítást tehetünk:

- Az elsődleges mafikus magmákban a króm koncentrációja attól függ, hogy milyen mélységben történt a részleges olvadás, azaz spinell-lherzolit vagy gránát-lherzolit kőzet olvadt meg.
- A króm koncentrációja adott forráskőzet esetében alapvetően független az olvadás típusától, csupán nagy mértékű olvadás esetében változik koncentrációja.
- A króm koncentrációja nem túl nagy mértékű (<10%) részleges olvadás esetében független az olvadás mértékétől.

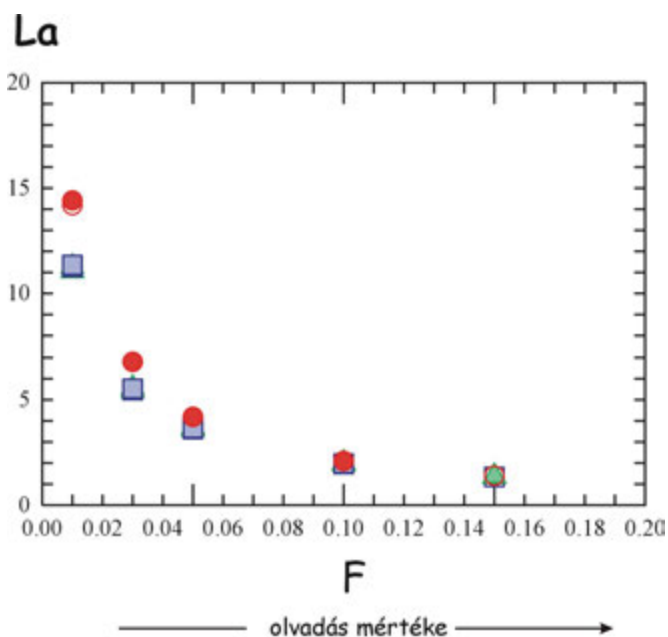
Mindezek a megállapítások közül a második és a harmadik minden erősen kompatibilis nyomelemre (pl. Ni, Co) fennáll. Az első megállapítás oka az, hogy a Cr megoszlási együtthatója erősen különbözik a spinell és a gránát esetében.



IV.37. ábra – A króm koncentráció változása különböző típusú olvadás esetében.

A következő - hasonló számolás sorozat után - az erősen inkompatibilis lantán koncentráció változását mutatja különböző típusú olvadás esetében. A lantán becsült koncentrációja a felső köpenyben 0,21 ppm (McKenzie és O'Nions, 1991). Ennek az ábrának a tanulmányozása után is értékes következtetéseket vonhatunk le nemcsak a lantán, hanem általában az erősen inkompatibilis elemekre (pl., Rb, Ba, Nb, Th stb.) vonatkozóan:

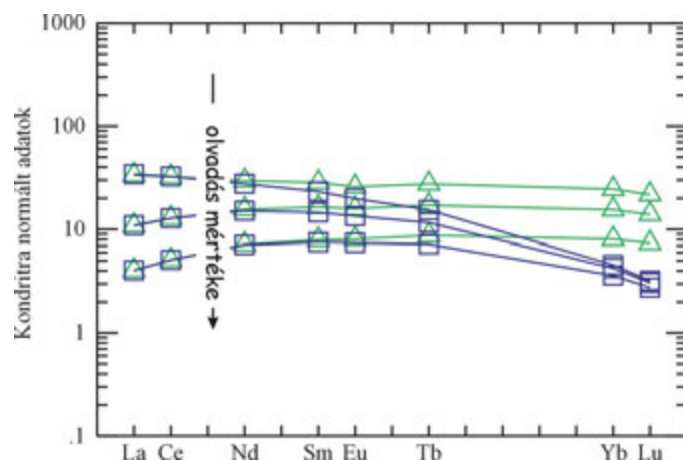
- A lantán koncentrációja felső köpeny kőzet megolvadásából származó elsődleges mafikus magmákban független attól, hogy milyen mélységben történt az olvadás, azaz spinell-lherzolit vagy gránát-lherzolit kőzet olvadt meg.
- A lantán koncentrációja független attól, hogy milyen típusú volt az olvadás, azaz modális vagy nem-modális, illetve csak igen kis koncentráció különbség figyelhető meg nagyon kis mértékű (<1%) olvadás esetében az egyensúlyi és frakcionációs olvadás között.
- A La koncentrációja az elsődleges magmában erősen függ az olvadás mértékétől. Kis mértékű olvadás esetén a kiindulási kőzet koncentrációjának többszöröse lesz a lantán mennyisége a keletkező olvadékban, 10% fölött azonban már nincs jelentősebb különbség és a La értéke közelít a kiindulási kőzet koncentráció értékéhez.



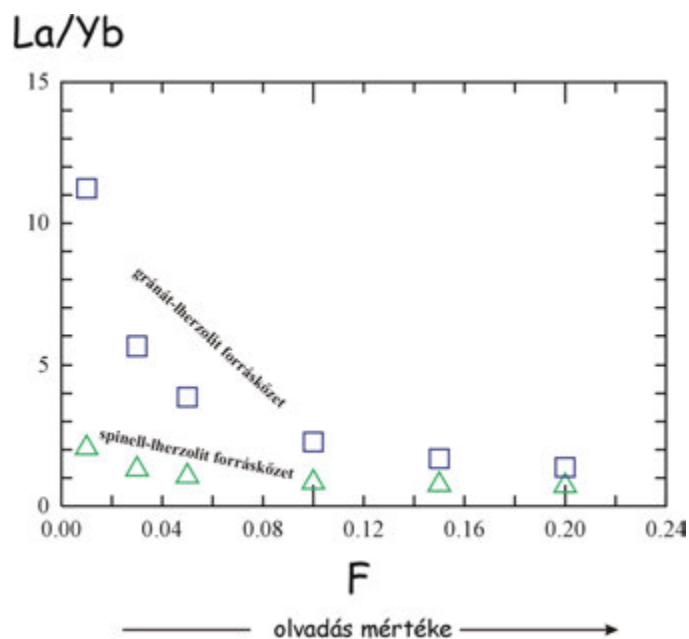
IV.38. ábra – A lantán koncentráció változása különböző típusú olvadás esetében.

Végül a következő ábra a ritkaföldfém tartalomban való koncentrációváltozást mutatjuk be spinell-lherzolit és gránát-lherzolit forráskőzet esetében. A megfigyelések most a következők:

- Spinell-lherzolit forráskőzet növekvő mértékű olvadása során az össz-ritkaföldfém tartalom – mind a könnyű, mind a nehéz RFF elemek koncentrációja hasonló mértékben – csökken.
- Gránát-lherzolit forráskőzet növekvő mértékű olvadása során a könnyű és nehéz ritkaföldfémek frakcionálódnak, azaz a könnyű RFF elemek koncentrációja csökken, míg a nehéz RFF elemek koncentrációja közel állandó marad. Ez azt jelenti, hogy kis mértékű olvadás esetében a képződő magma La/Yb aránya nagy lesz, ami a kiolvadás mértékének növekedésével csökken. Ez azzal magyarázható, hogy az ytterbium kompatibilis a gránátra vonatkozóan, azaz a magmás rendszerben csak közepesen inkompatibilisen viselkedik. Ez a megállapítás általánosan is igaz tehát, ha egy erősen és egy közepesen/gyengén inkompatibilis nyomelem arányát vizsgáljuk a részleges olvadás folyamatában.
- Továbbá, a könnyű és nehéz RFF elemek (erősen inkompatibilis/gyengén-közepesen inkompatibilis nyomelemek) aránya erősen különbözik kis mértékű olvadás (<10%) során spinell-lherzolit, illetve gránát-lherzolit esetében.



IV.39. ábra – A ritkaföldfém koncentráció változása különböző típusú olvadás esetében kondritra normált sokelemes diagramon.



IV.40. ábra – A La/Yb arány változása különböző típusú forráskőzet esetében.

IV.7.2. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: frakcionációs kristályosodás

A részleges olvadás során a keletkező magma a peridotitnál kisebb sűrűsége miatt felfele hatol. A felhajtóerő egészen a földköpeny-földkéreg határig hajtja, ahol a sűrűség különbség megszűnik, hiszen a földkéreg sűrűsége jóval kisebb a földköpeny peridotit anyagánál. A földköpeny-eredetű magmák jelentős része ezért nem is éri el a felszínt, hanem a földköpeny-földkéreg határon megreked, és ott kristályosodik ki. A magmák egy része, főleg a kis térfogatú, illó elemekben gazdag magmák a földkéreget is gyorsan átszelik, míg a kicsit lomhábbak megállnak a földkéregben és kitorés előtt magmakamrában pihennek meg. Vannak magmák azonban, amelyek nem mennek tovább a magmakamrából, hanem helyben kristályosodnak ki. Így alakulnak ki a mélységi magmás kőzetek. Amikor a magma felfele nyomul vagy megáll a magmakamrában, hőmérséklete csökkenni kezd és megkezdődik a kristályosodása. A kristályosodás folyamata, hasonlóan az olvadáshoz két különféle módon mehet végbe: (1) *egyensúlyi kristályosodás* során az olvadékból kiváló ásványegyedek folyamatos kémiai egyensúlyt tartanak az olvadékkal, azaz homogén összetételű kristályok keletkeznek. (2) *frakcionációs kristályosodás* során az olvadékból kiváló kristályegyed rövid egyensúlyi szakaszt követően fizikailag elkülönül a kristályosodás helyétől, azaz a vele egyensúlyt tartó magmától és egy más összetételű magmával kerül fizikai, majd kémiai kapcsolatba. Ezt a folyamatot az úgynevezett Rayleigh-törvény (Rayleigh-frakcionáció) írja le. A kristályosodás továbbfolytatódása esetén egy némileg különböző összetételű darab növekedik a kristályon, azaz zónás összetételű ásványok keletkeznek. Az elkülönülés oka lehet sűrűségbeli különbség, gravitációs lemerülés vagy felfele mozgás vagy okozhatja a magmakamrában zajló konvekció is (ún. konvektív frakcionáció). A természetben gyakoribb a frakcionációs, mint az egyensúlyi kristályosodás folyamata. Az elmúlt bő egy évtizedben azonban újabb elméletek születtek arra vonatkozóan, hogyan történik a kristályosodás a magmakamrában és hogyan történik a kristály-magma elkülönülés. A magmakamra és a vele érintkező kőzetegység között jelentős hőmérsékleti különbség van, aminek következtében egy lényeges hőmérsékleti gradiens (jelentős hőmérsékletváltozás kis távolságban) alakul ki a magmakamra szegélyi zónájában. A kristályosodás tehát itt, a magmakamra fala mentén zajlik, ahol egy úgynevezett 'kristálykása' zóna alakul ki. Ennek helyzete alapvetően attól függ, hogy milyen a magmakamra alakja. Ha horizontálisan megnyúlt, akkor a kristálykása zóna a magmakamra alsó és felső részén alakul ki. Ha azonban a magmakamra meglehetősen vastag, akkor ez inkább az oldalsó szegélyeken jön létre. Ezt a kristályosodási módot Langmuir (1989) javaslatára *in-situ kristályosodás*nak nevezik. Az *in-situ* kristályosodás folyamata némileg eltér a frakcionációs kristályosodásától. A kristályok között lévő maradékolvadék, aminek az összetétele akár jelentősen eltérhet a magmakamra belsejében lévő olvadékétól vagy kisebb sűrűsége miatt feláramlik a magmakamra fala mellett (ekkor a magmakamra tető zónájában egy sűrűségrint elkülönült Si-gazdag magma halmozódhat fel), vagy nem tud kiszabadulni a sűrű kristálykása zónából. A kristálykása zóna és a magmakamra belseje között egy úgynevezett megszilárdulási zóna jön létre, ahol szabadabb az olvadékmoválás.

A részleges olvadáshoz hasonlóan, a kristályosodás folyamata is követhető a nyomelemek koncentrációváltozásának segítségével. A számolásokhoz ugyanazok a paraméterek használhatók, mint a részleges olvadás esetében definiáltak, ami mellett még a következők szükségesek:

Nyomelem koncentrációja:

$C_{o,l}^i$ = i elem koncentrációja a kiindulás magmában (ez alapesetben, ha az elsődleges magmából indulunk ki, akkor megegyezik C_1^i értékével)

C_{sc}^i = i elem koncentrációja a kumulátum fázisban

C_f^i = i elem koncentrációja a megszilárdulási zónából visszatérő olvadékban

C_L^i = i elem koncentrációja a magmában in-situ kristályosodás esetén

Kristályosodás mértéke:

f = maradékmagma (t%) / kiindulási magma (t%)

f = a megszilárdulási zónában lévő maradékmagma mennyisége

f_T = a kristálykásában visszamaradó (csapdázódó) magma mennyisége

f_A = a magmakamra belsejébe visszatérő maradékmagma mennyisége

a kristályosodás előrehaladtát tehát a maradékmagma részarányával mérjük. A kristályosodás növekvő mértékét a csökkenő f (maradékmagma arány) jelzi. In-situ kristályosodás esetében $f_T + f_A = f$

Ásványok részaránya:

X_α^i = az α ásványfázis viszonylagos mennyisége a kikristályosodó szilárd fázisban

Magmafluxus a megszilárdulási zóna és a magmakamra belseje között:

dM_I = a megszilárdulási zóna felé történő magmafluxus

dM_A = a megszilárdulási zónából a magmakamra belseje felé történő magmafluxus

M^0 = a magmakamrában lévő teljes magma mennyiség

M_L = a magmakamrában lévő összes maradékmagma mennyiség

Ezek után lássuk a számoláshoz szükséges matematikai összefüggéseket!

Egyensúlyi kristályosodás:

i nyomelem koncentrációja a maradékolvadékban:

$$C_1^i = \frac{C_{o,l}^i}{D^i + f \cdot (1 - D^i)} \quad \text{ahol } D^i = \sum (X_\alpha \cdot D_{\alpha,l}^i)$$

Frakcionációs kristályosodás:

i nyomelem koncentrációja a maradékolvadékban:

$$C_i^i = C_{oi}^i \cdot f^{D^i-1} \quad \text{ahol } D^i = \sum (X_{oi} \cdot D_{oi}^i)$$

i nyomelem koncentrációja a kumulátfázisban:

$$C_{s,c}^i = C_{oi}^i \cdot \frac{1-f^{D^i}}{1-f}$$

In-situ kristályosodás:

Ha a magma és a kristálykása (kumulátum) zóna egy zárt rendszert képvisel, akkor az olvadárámlás a magmakamrában a megszilárdulási zóna felé és onnan kiáramló magmafluxus különbsége:

$$dM_L = dM_A - dM_I = dM_I \cdot (f_A^{-1}), \text{ mivel } dM_A = f_A \cdot dM_I$$

az *i* elem magmabeli és a magmatestbe visszatérő olvadékban lévő koncentráció hányadosa legyen:

$$E = C_f^i / C_L^i$$

E értéke a megoszlási együtthatótól és a megszilárdulási zónában való kristályosodás módjától függ. Ha ez az utóbbi egyensúlyi kristályosodás, akkor:

$$E = \frac{1}{D^i \cdot (1-f) + f}$$

feltételezve, hogy *E* és *f_A* állandó, az *i* elem koncentrációja a magmában:

$$C_L^i = C_{oi}^i \cdot (M_L/M^o)^{f_A(E-1)/(f_A-1)}$$

abban az esetben, ha nem marad csapdázódva maradékmagma a megszilárdulási zónában, akkor *i* nyomelem koncentrációja a maradékolvadékban:

$$C_L^i = C_{oi}^i \cdot (M_L/M^o)^{(f(D^i-1)/[D^i(1-f)+f])}$$

az egyenletben (*M_L/M^o*) nem más, mint a korábbi kristályosodás modellekben használt *f*, azaz a kristályosodás mértéke. Ha *f*=1 (azaz nincs kristályosodás a megszilárdulási zónában), akkor ez az egyenlet megegyezik a frakcionációs kristályosodás egyenletével

A továbbiakban terjedelmi okok miatt, csak a frakcionációs kristályosodás folyamatával foglalkozunk kicsit részletesebben. Általánosságban, az in-situ kristályosodás során kevésbé gazdagodnak az inkompatibilis nyomelemek és kevésbé szegényednek a kompatibilis nyomelemek, mint a frakcionációs kristályosodás folyamatában. Ha *f* nagyon kicsi, azaz a kristályosodás a kristálykása zónában szinte teljesen végbemegy, akkor a magma összetétele közel állandó marad. Az *f* minél inkább közelít 1-hez (azaz nincs kristályosodás a kristálykása zónában), annál inkább közelít a rendszer a frakcionációs kristályosodás folyamatához. Hogyan viselkednek a kompatibilis és inkompatibilis nyomelemek a frakcionációs kristályosodás során? Erre is nézzünk példát! Induljunk ki egy gránát-lherzolit 5%-os olvadásával keletkezett magmából. Ennek a magmának az összetétele a következő (nyomelemek ppm-ben kifejezve):

La 3.60
 Nb 6.37
 Zr 75
 Cr 2376

A lantán és nióbbium erősen inkompatibilis nyomelem, a cirkónium közepesen inkompatibilis, míg a króm erősen kompatibilis. A mafikus magma kristályosodása során először olivin, majd klinopiroxén és plagioklász válik ki. A kikristályosodó ásványok egymáshoz viszonyított részaránya (tömegszázalékban kifejezve) a következő:

olivin 40
 klinopiroxén 40
 plagioklász 20

Szükségünk van még az adott elemek ásványokra vonatkoztatott megoszlási együtthatójára is, amit a szakirodalomból (pl. Bacon és Druitt, 1988) vagy internetes adatbázisokból nézhetünk ki (pl. <http://earthref.org/GERM/>):

| | olivin | klinopiroxén | plagioklász |
|----|--------|--------------|-------------|
| La | 0.0013 | 0.05 | 0.07 |
| Nb | 0.005 | 0.05 | 0.01 |
| Zr | 0.015 | 0.17 | 0.07 |
| Cr | 4 | 1.7 | 0.04 |

Ezek után már csak számolnunk kell! A vizsgált elemek teljes megoszlási együtthatója a feltüntetett adatok alapján a következő:

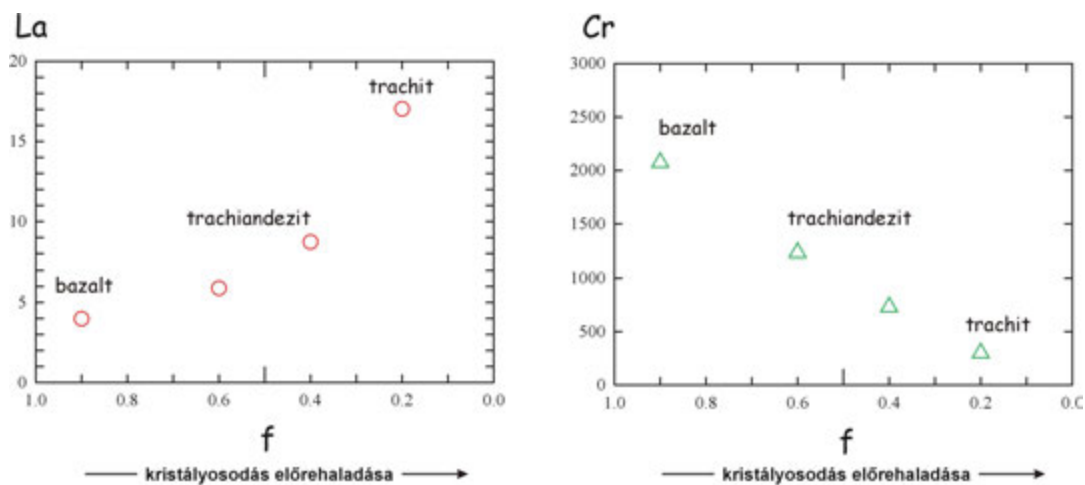
La 0.03452
 Nb 0.024
 Zr 0.088
 Cr 2.288

Mindez tükrözi a korábban elmondottakat, miszerint a lantán és nióbbium erősen inkompatibilis nyomelem, a cirkónium ezeknél némileg kevésbé inkompatibilis, míg a króm erősen kompatibilis sajátságú. A következőkben számoljuk ki ezen elemek koncentrációját, ha a kristályosodó ásványfázisok részaránya 10, 40, 60, illetve 80% ($f=0.9, 0.6, 0.4, 0.2$). Meg kell azonban jegyezni, hogy a példa igen számtani, mint földtani gyakorlat, ugyanis ilyen összetételű ásványkiválás a kristályosodás csupán egy rövidebb szakaszában (mondjuk $f=0.9-0.75$) zajlik, amit újabb ásványok kiválása követ. A frakcionációs kristályosodás képletét használva a maradékmagmában a következő koncentráció értékeket kapjuk:

| f: | 0.9 | 0.6 | 0.4 | 0.2 |
|----|------|-------|-------|-------|
| La | 3.99 | 5.90 | 8.72 | 17.03 |
| Nb | 7.06 | 10.49 | 15.58 | 30.65 |
| Zr | 82 | 119 | 172 | 324 |
| Cr | 2075 | 1231 | 730 | 299 |

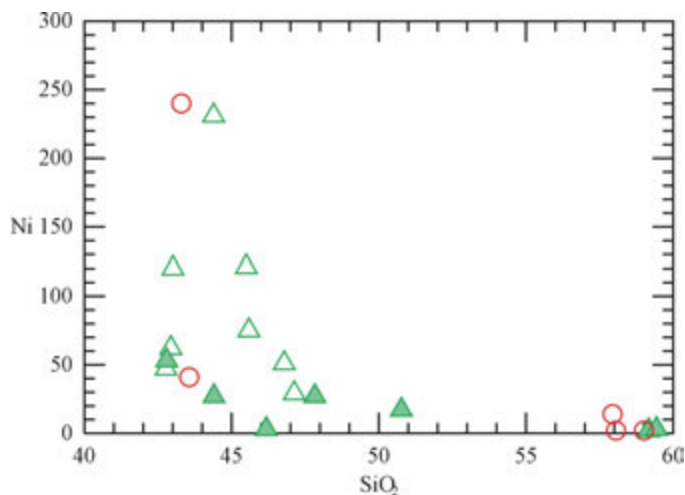
Ezek a koncentráció értékek tükrözhetik annak a kőzetnek a kémiai összetételét, ami 90, 60, 40 vagy 20% részarányú maradékmagma megszilárdulásával jött létre (pl. differenciált bazalt, andezit, dácit, trachit kőzetek). Ahhoz, hogy általános következtetéseket levonjunk a frakcionációs kristályosodás során történő nyomelem összetétel változására, ismét ábrázoljuk ezeket az adatokat. A 18. ábrán az erősen inkompatibilis La és az erősen kompatibilis Cr koncentrációváltozását figyelhetjük meg a kristályosodás előrehaladtával (f csökkenésével). A lantán koncentrációja exponenciálisan növekszik, azaz a lantán egyre jobban dúsul a maradékolvadékban, míg a Cr koncentrációja exponenciálisan csökken, azaz a maradékmagma egyre inkább kimerül krómban. Ennek a magyarázata az, hogy a korán kristályosodó mafikus ásványfázisok beépítik kristályrácsukba a kompatibilis nyomelemeket (pl. a nikkelt

és a krómot), ezzel elvonva őket a magmából, míg az inkompatibilis nyomelemek méretük vagy töltésük miatt nem tudnak ezekbe az ásványfázisokba belépni, ezért a maradékmagmába dúsulnak fel. Egy kogenetikus, komagmás kőzetsorozat esetében tehát a bazaltok kompatibilis elemekben (pl. Ni, Cr) viszonylag gazdagok, inkompatibilis nyomelemekben (pl. La, Nb, Rb, Ba) a kiindulási magma összetételétől függően viszonylag szegények, míg a differenciált kőzetekben fordított a helyzet.



IV.41. ábra – Az erősen inkompatibilis La és az erősen kompatibilis Cr koncentrációváltozását figyelhetjük meg a kristályosodás előrehaladtával (f csökkenésével). A kőzetnevek hozzávetőleg jelzik az adott kristályosodási foknak megfelelő kőzetet.

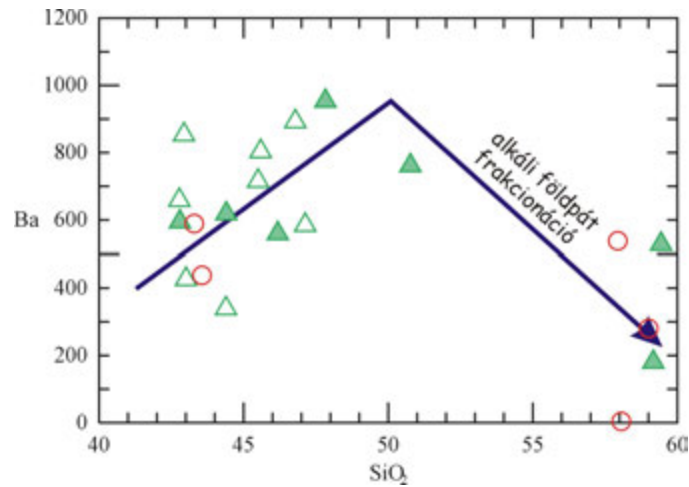
A következő ábrákon a mecseki alsókréta vulkáni kőzetsorozat geokémiai változékonyságára és annak lehetséges petrogenetikai magyarázatára mutatunk be példát. A kőzetsorozat bazaltos és fonolitos kőzetekből épül fel és a keleti Mecsek területén bukkan a felszínre (Harangi, 1993; 1994). Az első ábrán a nikkell koncentrációváltozását figyelhetjük meg az SiO_2 függvényében:



IV.42. ábra – A Ni koncentrációváltozása az SiO_2 tartalom függvényében a mecseki alsókréta vulkáni sorozaton belül.

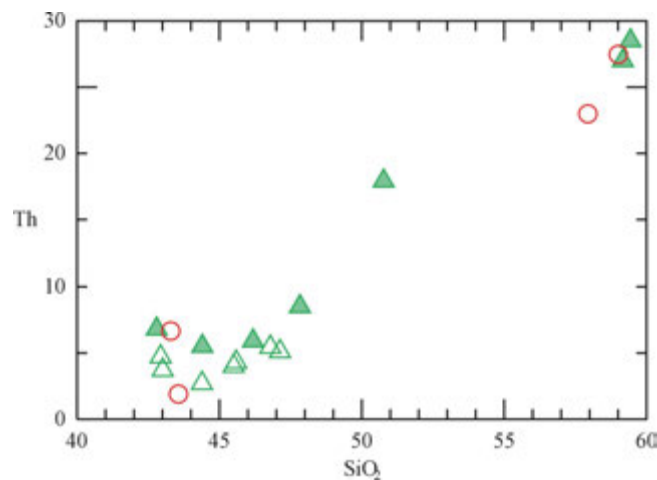
A nikkell nulla (azaz értéke a kimutatási határ alatti) és 250 ppm között változik és az SiO_2 értékének növekedésével koncentrációja rohamosan csökken. Mindez összhangban van a frakcionációs kristályosodási folyamat által előidézett változással: ahogy az olivin kristályosodása elkezdődik, a nikkell koncentrációja a maradékmagmában erősen lecsökken. A közel 250 ppm nikkell tartalmat mutató két kőzet összetétele feltehetően közel áll az elsődleges magma összetételéhez, mivel részleges olvadás során a nikkell koncentrációja a keletkező olvadékban 250-350 ppm, függetlenül az olvadás mértékétől. Az ábráról az is leolvasható, hogy még a bazaltos kőzeteken belül is viszonylag jelentős a nikkell koncentráció változás. Ez a különböző mértékű olivin kristályosodással magyarázható.

A bárium inkompatibilisen viselkedik bazaltos magmában. A következő ábra azt mutatja, hogyan változik koncentrációja egy bazalt-fonolit sorozatban:



IV.43. ábra – A Ba koncentrációváltozása az SiO_2 tartalom függvényében a mecseki alsókréta vulkáni sorozaton belül.

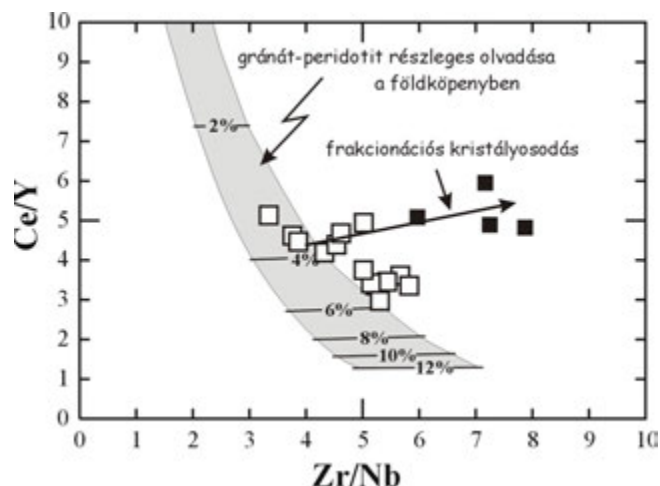
A bárium koncentrációja kezdetben nő, ami összhangban van azzal, hogy nincs olyan ásványfázis, amibe betudna lépni, azaz inkompatibilisen viselkedik és a maradékmagmában dúsul. A magmafejlődés során azonban értéke hirtelen csökkenni kezd. Ez azzal magyarázható, hogy elkezdődött egy olyan ásványfázis kristályosodása, ami már befogadta a báriumot. Ez az ásványfázis például az alkáli földpát, ami megtalálható a fonolit kőzetekben, azaz a bárium ebben a rendszerben már kompatibilisen viselkedett. A következő ábra a bazaltos rendszerben szintén erősen inkompatibilis tórium koncentrációváltozását mutatja a bazalt-fonolit kőzetsorozatban:



IV.44. ábra – A Th koncentrációváltozása az SiO_2 tartalom függvényében a mecseki alsókréta vulkáni sorozaton belül.

A tórium értéke fokozatosan növekszik, törés nélkül, a bazalt kőzetektől a fonolit kőzetekig, ami azt jelenti, hogy a tórium végig a kristályosodás során inkompatibilis volt, azaz nem vált ki a magmából egy olyan ásványfázis sem (pl. cirkon, allanit, monacit), ami kristályába építette volna.

Végül, még egy kérdést feltehetünk: milyen folyamat okozta a bazalt-fonolit sorozat geokémiai összetétel változását. Ezt legérzékenyebben az inkompatibilis nyomelemek arányai jelzik (Harangi et al., 2003):



IV.45. ábra – A mecseki alsókréta vulkáni sorozat kialakulásának petrogenetikai modellen alapuló értelmezése (Harangi et al., 2003)

Az előző fejezetekben ismertetett petrogenetikai modellszámítások alapján a bazaltok elsődleges magmái gránát-peridotit földköpeny kőzet különböző mértékű (4-6%-os) részleges olvadásával keletkeztek. Ezek a magmák frakcionációs kristályosodása vezetett részben a differenciált bazaltok, illetve a fonolitok kialakulásához.

IV.7.3. Nyomelemek viselkedése magmás folyamatokban: egyéb petrogenetikai folyamatok (asszimiláció, magmakeveredés)

Az előző fejezetekben ismert magmás folyamatok zárt rendszerben zajlottak, azaz a magmával érintkező mellékkőzet kémiaiilag nem befolyásolta a geokémiai változásokat, továbbá a kialakuló, majd kristályosodó magma nem keveredett újabb magmatömegeggel. A természetben azonban valószínűbbek a nyílt rendszerű folyamatok. A kristályosodás során például hő szabadul fel, ami elősegítheti, hogy a magmával érintkező mellékkőzet egy része asszimilálódjon (beleolvadjon) a magmatestbe (Bowen, 1928; DePaolo, 1981). Ezt a folyamatot *egyidejű asszimiláció és frakcionációs kristályosodási folyamat*nak nevezik (AFC=Assimilation and Fractional Crystallization). A nyomelemek ebben az esetben a következőképpen változnak:

az i elem koncentrációja a hibrid, frakcionált olvadékban:

$$C_{ii}^i = C_o^i \cdot f^{-z} + \frac{r \cdot C_c^i \cdot (1 - f^{-z})}{r - 1 + D^i} \quad \text{ahol: } z = (r + D^i - 1)/(r - 1)$$

ahol: C_o^i - az i elem koncentrációja az eredeti, kristályosodó magmában, C_c^i - az i elem koncentrációja az asszimilált anyagban, r - az asszimilált anyag és a kikristályosodott ásványfázis aránya, azaz az asszimilációs és kristályosodási fok aránya.

Az egyenlet akkor érvényes, ha a folyamat során D^i és r állandó

Abban az esetben, ha r értéke kicsi (azaz az asszimiláció csak kis mértékű a frakcionációs kristályosodás fokához viszonyítva; $r < 0,2$), akkor az inkompatibilis nyomelemek hasonlóképpen viselkednek, mint a frakcionációs kristályosodás során. A kompatibilis nyomelemek viselkedése függ a beolvadó kőzetben lévő mennyiségüktől. Ha viszonylag nagyobb a koncentrációjuk, mint a magmában, akkor a kompatibilis nyomelem csökkenése nem lesz olyan jelentős mértékű, mint a frakcionációs kristályosodás során. Ha az r értéke nagy, azaz jelentős mértékű az asszimiláció, továbbá a beolvadó kőzetben a nyomelemek koncentrációja viszonylag alacsony, akkor némileg eltér az erősen, illetve gyengébben inkompatibilis nyomelemek gazdagodási sebessége a maradékmagmában.

A nyílt rendszerű magmás folyamatok másik jellemző formája, amikor egy magmakamrába egy újabb magmatömeg érkezik és a friss magma keveredik a már kristályosodó magmával. Ebben az esetben aszerint változik meg a kevert (hibrid) magma összetétele, hogy a két magmakomponens milyen kémiai összetételű volt:

Az általános keveredési egyenlet szerint az i elem koncentrációja a hibrid olvadékban:

$$C_{H}^i = C_1^i \cdot \beta + C_2^i \cdot (1-\beta)$$

ahol: 1 - a kontaminált (eredeti) olvadék, 2 - a beolvasztott kőzet-
anyag vagy a hozzákeveredett olvadék, β - a kontaminált
(eredeti) olvadék relatív mennyisége a hibrid olvadékban.

Tovább bonyolítja a helyzetet, amikor a magmakeveredés során a magmakamrában lévő olvadék egy része elhagyja a magmakamrát, azaz vulkáni kitörés következik be. Ezt a folyamatot RTF folyamatnak nevezik (RTF=refilled, tapped and fractionated; O'Hara, 1977; O'Hara és Matthews, 1981), ami magma utántöltődést, periodikus olvadékeltávozást jelent egy folyamatosan frakcionálódó magmakamrában. Tegyük fel, hogy minden ciklusban, a magmakamrába bejutó friss olvadék mennyisége megegyezik a kristályosodás során eltűnő magma (C) és a magmakamrát elhagyó (T), azaz a vulkáni kitörésben részt vevő magma mennyiségével ($=C+T$). Frakcionációs kristályosodási folyamatot feltételezve a következő módon alakul ekkor a nyomelemek koncentrációja:

$$C_{ssl}^i = C_o^i \frac{(X + T) \cdot (1 - X)^{(D-1)}}{1 - (1 - X - T) \cdot (1 - X)}$$

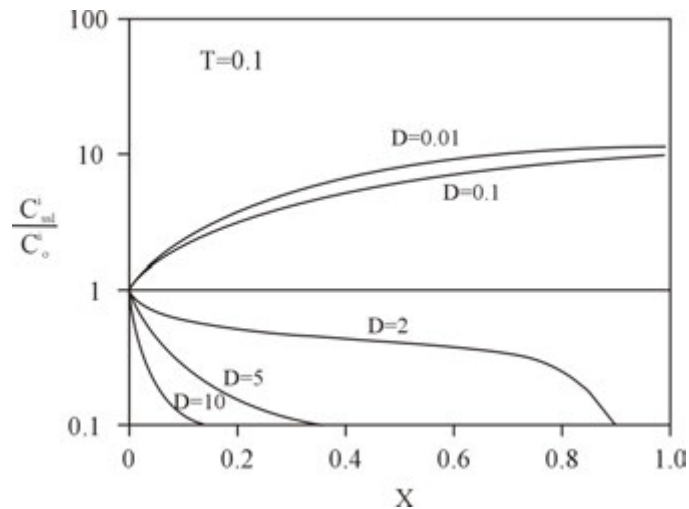
ahol C_{ssl}^i az i elem koncentrációja a többszöri utántöltődés során állandósuló (steady-state) magmában, C_o^i az i elem koncentrációja a magmakamrába benyomuló friss, elsődleges magmában, X a frakcionációs kristályosodás során kikristályosodó magma (azaz a kristályosodás során felemészthető magma) tömegaránya, T a magmakamrából távozó (azaz a

vulkáni kitörésben részt vevő) magma tömegaránya, D pedig az i nyomelem teljes megoszlási együtthatója. A folyamat során feltételezzük, hogy X , T és D állandó. Ha $X + T = 1$, azaz a magmakamra kiürül az új magma benyomulása előtt, akkor megkapjuk a frakcionációs kristályosodás egyenletét:

$$C_{ssl}^i = C_o^i (1 - X)^{(D-1)}$$

ahol $f = 1 - X$.

A számolás során a T értékét kell rögzíteni (pl. $T=0.1$) és a C_{ssl}^i értéket különböző X ($1-f$) értékre adjuk meg (Rollinson, 1993):



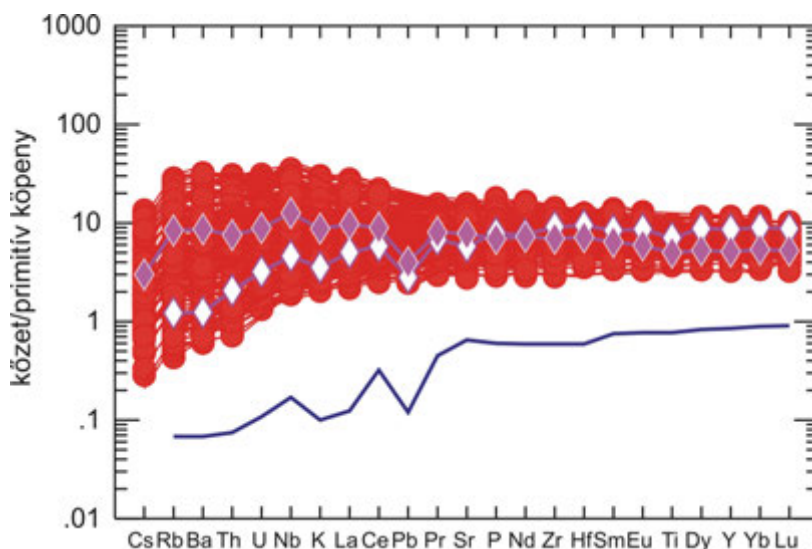
IV.45. ábra – RTF folyamat modellezése: *i* elem koncentrációjának relatív dúsulása a többszöri utántöltődés során állandósuló (steady-state) magmában

Az RTF folyamat során az inkompatibilis nyomelemek koncentrációja kisebb mértékben növekszik, mint a frakcionációs kristályosodás során, a kis-közepes mértékben kompatibilis nyomelemek ($D=2$) koncentrációja pedig egy közel állandó értékre áll a kristályosodás jelentős szakaszában.

IV.7.4. Magmás kőzetek kémiai összetétele különböző tektonikai környezetekben

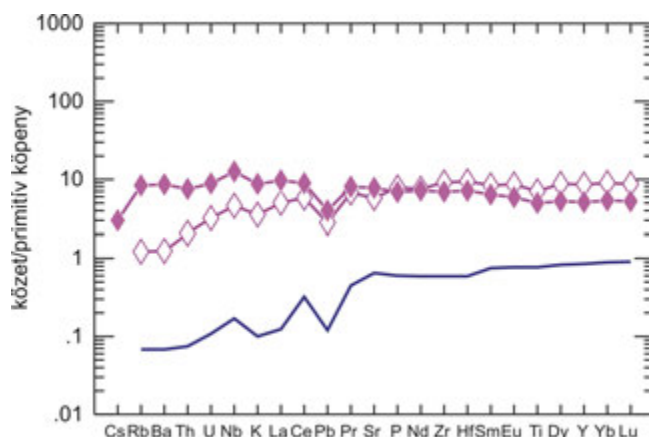
A magmás kőzetek kémiai összetételét a zárt és nyílt rendszerű folyamatokon túl még egy fontos paraméter határozza meg: a megolvadó forráskőzet jellege. A földköpeny felső részét alkotó peridotit kőzetek kémiai összetétele különböző lehet aszerint, hogy a konvektív asztenoszféra anyagát alkotják vagy a litoszféra köpeny részét képezik. Az asztenoszféra kémiai összetétele meglehetősen homogén, amire az óceánközépi hátság bazaltok (N-MORB) igen hasonló kémiai összetétele utal attól függetlenül, hogy az Atlanti-óceán menti, vagy a Csendes-óceán menti hátságokon képződtek. Ezzel szemben a litoszféra köpeny peridotit anyaga geokémiailag heterogén, ugyanis a merev kőzetburokban nincs lehetőség a kémiai homogenizációra, ott hosszú ideig megmaradnak a mélybeli folyamatok ujjlenyomatai. A litoszféra köpeny kémiai összetétele alaphelyzetben hasonló az asztenoszférához, azonban a periodikusan érkező kisebb-nagyobb térfogatú magmák és fluidumok átjárják ezt a köpenyanyagot, kémiai reakcióba lépnek az ottani ásványokkal és megváltoztatják nyomelem tartalmukat. Ezek az átalakító folyamatok különösen gyakoriak a szubdukálódó óceáni lemezek feletti zónában. A magmás kőzeteket létrehozó olvadékok forráskőzetének jellege tehát függ a tektonikai környezettől is. Ebben a fejezetben a különböző tektonikai helyzetek jellemző magmás kémiai összetételét kialakító folyamatokról szólunk röviden.

A bevezetőben már említettük, hogy a távolodó lemezek mentén kialakuló óceánközépi hátság bazaltok kémiai összetétele nagyon hasonló. Nyomelem tartalmukat általánosságban az erősen inkompatibilis nyomelemekben való szegénység jellemzi, ami hasonló a kimerült földköpeny geokémiai jellegéhez. A következő ábra a közép-Atlanti hátság bazaltjainak primitív földköpeny összetételre normált sokelemes diagramját mutatja. A minták viszonylag nagy változatosságot mutatnak az erősen inkompatibilis nyomelemekben való kimerültségben, ami alapján N-MORB (normál-MORB: erősen inkompatibilis nyomelemekben kimerült kőzetek) és E-MORB (gazdagodott-MORB: erősen inkompatibilis nyomelemekben enyhén gazdagodott kőzetek) típusokat különítették el.



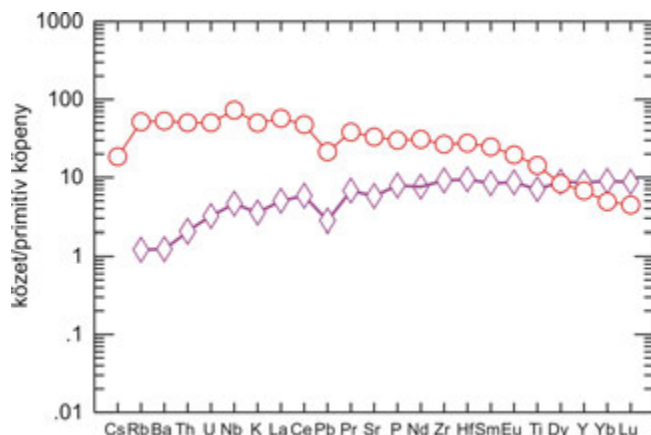
IV.46. ábra – A közép-Atlanti hátság MORB kőzeteinek és az átlagos N-MORB (üres rombusz), E-MORB (telt rombusz), valamint kimerült földköpeny primitív köpeny összetételre (McDonough és Sun, 1995) normált nyomelem eloszlási diagramja. Adatok: petdb adatbázis (<http://www.earthchem.org/petdb>) és adatok: Sun és McDonough, 1989

A nyomelem eloszlásban a forráskőzet összetétellel tükröződő hasonlóság azzal magyarázható, hogy az N-MORB kőzetek elsődleges magmái viszonylag nagy mértékű részleges olvadással keletkeznek, aminek nyomán – hacsak nincs egy olyan ásvány a forráskőzetben, ami valamely elemet visszatartaná – a forráskőzethez hasonló nyomelemeloszlást kapunk. A N-MORB magmák viszonylag sekély mélységben keletkeznek, mégpedig alapvetően a spinell-peridotit stabilitási zónában. A spinell-peridotit kőzetében lévő ásványokra nézve egyik inkompatibilis nyomelem sem mutat eltérő affinitást, tehát ezek az elemek nem frakcionálódnak egymástól. Az óceáni hátságok mentén azonban a normál MORB kőzetek mellett megjelennek anomális MORB kőzetek is, amelyeket E-MORB (E=enriched=gazdagodott) néven illet a szakirodalom. Az E-MORB kőzetekre a normál MORB-okhoz nagyon hasonló közepes és gyenge inkompatibilis elemtartalom jellemző, azonban erősen inkompatibilis nyomelemekben viszonylag gazdagodnak. Ezek a kőzetek különösen gyakoriak Izland környékén, ahol a hátság alatt a földmag-földköpeny határától kiinduló köpenycsóva (*plume*) található. A köpenycsóvák összetétele eltér a sekély asztenoszféra anyagától, az egyik fő különbség a HFS elemekben (pl. Nb, Ta, Zr) való gazdagság. Izland alatt a köpenycsóva anyaga feltehetően keveredik az asztenoszféra anyagával és ebből származnak az E-MORB kőzeteket létrehozó magmák. Az alábbi ábrán az E-MORB minta nyomelem eloszlásában megfigyelhető a kissé kiugró Nb értéke (gyenge pozitív anomália). Az erősen inkompatibilis elemekben való gazdagodás másik oka a kisebb mértékű részleges olvadás lehet.



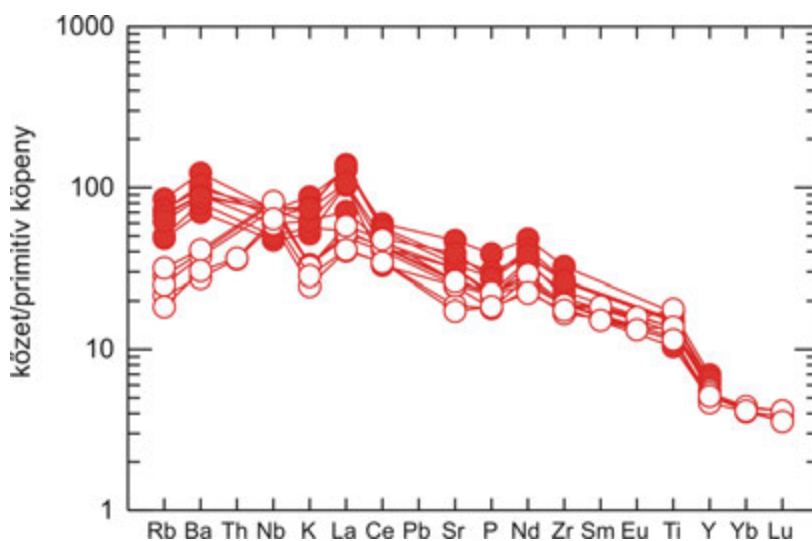
IV.47. ábra – Átlagos N-MORB (üres rombusz) és E-MORB (telt rombusz) primitív köpeny összetételre (McDonough és Sun, 1995) normált nyomelem eloszlási diagramja. Adatok: Sun és McDonough, 1989

A Földön számos úgynevezett forró folt (*hot spot*) található elsősorban kőzetlemezek belsejében. Óceáni lemezek forró folt területeit vulkáni szigetek jelzik (pl. Hawaii, St. Helena, Kanári-szigetek). Az óceáni szigetek bazalt kőzeteinek (OIB=Ocean Island Basalt) kémiai összetétele erősen különbözik a MORB-októl:



IV.48. ábra – Átlagos N-MORB (üres rombusz) és OIB (üres kör) primitív köpeny összetételre (McDonough és Sun, 1995) normált nyomelem eloszlási diagramja. Adatok: Sun és McDonough, 1989

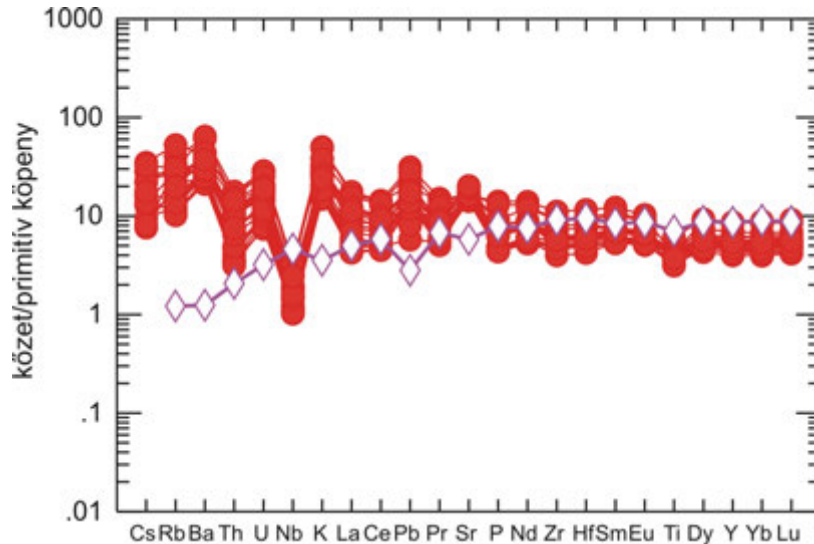
Az OIB kőzetek erősen inkompatibilis nyomelemekben jobban gazdagodtak, amihez képest a közepesen inkompatibilis nyomelemekben (például nehéz ritkaföldfémekben) viszonylag szegények. Emellett kiugró Nb-koncentráció értéket mutatnak, ami általában erőteljesebb, mint a MORB kőzetek esetében. Ez a jelleg részben eltérő forráskőzet összetétellel (inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott gránát-peridotit), részben eltérő (igen kis mértékű) részleges olvadással magyarázható. Az OIB kőzetek nyomelem összetétele azonban nem teljesen hasonló egymáshoz, hanem jelentős változatosságot mutatnak:



IV.49. ábra – Két OIB típus, St. Helena – HIMU (üres kör) és Gough – EMI (telt kör) nyomelem eloszlása. Adatok forrása: GEOROC adatbázis (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>)

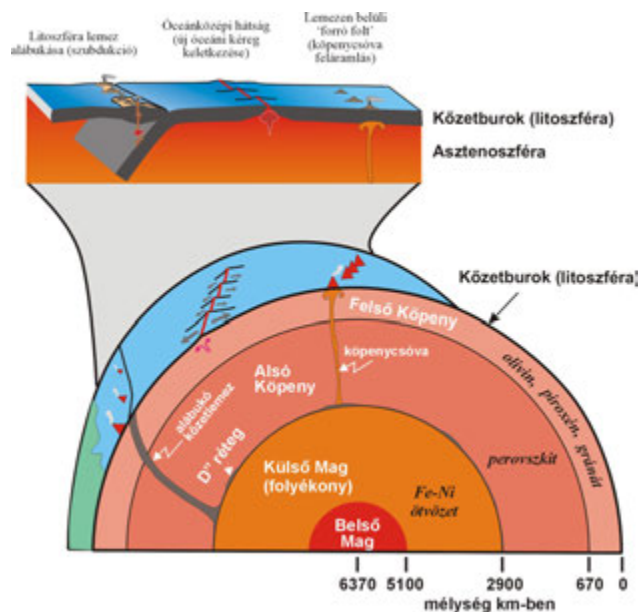
Az úgynevezett HIMU (nagy $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, azaz nagy μ köpenykomponens) OIB kőzetekre különösen jellemző a pozitív Nb (és HFS elem) anomália. Az EMI (gazdagodott köpenykomponens I.) bazaltok kevéssé mutatják azt az anomáliát, viszont kiugró a Ba koncentrációjuk. Az EMII (gazdagodott köpenykomponens II.) bazaltokra általában az erősen inkompatibilis nyomelem gazdagság jellemző. Mindezek a geokémiai különbségek a bazaltok forráskőzetének különböző előéletével áll összefüggésben. A pozitív HFS elemtartalom a földmag és földköpeny határán felhalmozódó idős, egykori szubdukció során visszamaradt kőzetanyag geokémiai jellegét mutatja, a pozitív Ba anomália e köpenykomponens és a földköpenybe lejutó pelágikus üledék keveredéséből származtatható, míg az EMII bazaltok forráskőzetében a HIMU komponens a földköpenybe lejutó kontinentális üledékkel keveredhetett (Weaver, 1991).

Az üledékes anyag a földköpenybe alapvetően szubdukció során kerül le. A szubdukciós zónák mentén történik a legjelentősebb geokémiai differenciációs folyamat, ami megmutatkozik a szubdukciós zónákban előforduló magmás kőzetek kémiai összetételében. Mint az a következő diagramon látható, a típusos vulkáni ív bazalt nyomelem eloszlása erősen különbözik az N-MORB összetételétől, jóllehet mindkét kőzettípus az asztenoszféra spinell-peridotit kőzetanyagából származik. A Mariana bazalt, mint általában a szubdukció zónához kapcsolódó vulkáni kőzetek erősen inkompatibilis nyomelemekben (elsősorban LIL elemekben: Rb, Ba, K, Sr) viszonylag gazdag, azonban a HFS elemekben (Nb, Ti, Zr) szegény. Ez utóbbit jelzi a Nb negatív anomáliája a sokelemes diagramon. Emellett relatív gazdagodást mutat az ólom is.



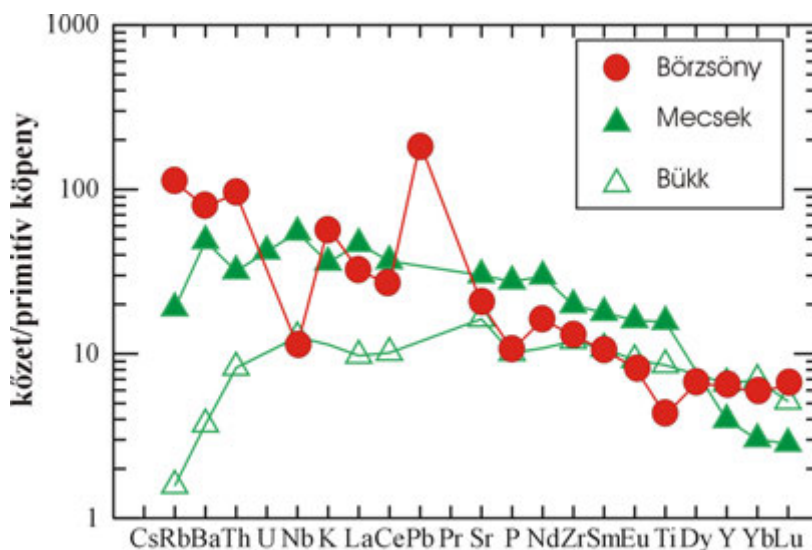
IV.50. ábra – A Mariana vulkáni szigetív bazaltjának (telt kör) és az átlagos N-MORB (üres rombusz) primitív köpeny összetételre (McDonough és Sun, 1995) normált nyomelem eloszlási diagramja. Adatok: GEOROC adatbázis (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>); Sun és McDonough, 1989

Ez a geokémiai jelleg a szubdukciós zónákban zajló elem differenciációs folyamatokkal magyarázható. Az alábukó óceáni lemez (ami tengervízzel való kölcsönhatás miatt átalakult N-MORB kéregből és ugyancsak átalakult – szerpentinesedett – ultrabázisos köpenyrészből áll) a növekvő hőmérséklet és nyomás hatására fokozatos metamorf átalakuláson megy keresztül. A zöldpala-amfibolit-eklogit fáciesű metamorf átalakulás során az alábukó lemez kőzetanyagából eltávozik a víz. A vizes oldatok magukkal viszik a fluid-mobilis nyomelemeket (bór, antimon, arzén, ólom és a LIL elemek: rubídium, bárium, stroncium, kálium), az immobilis nyomelemek (HFS elemek: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti és a Th) viszont az alábukó lemezben maradnak. A felszabaduló fluid-mobilis nyomelemekben gazdag oldatok átjárják a szubdukálódó lemez feletti köpenyék peridotit anyagát és átalakítják kémiai összetételét. Az illó-gazdag peridotit olvadáspontja kisebb lesz és sekélyebb mélységbe jutva részlegesen megolvad. Az olvadás során a keletkező magma kémiai összetételében tükröződik a forráskőzet átalakult jellege, azaz a fluid-mobilis nyomelemekben való gazdagsága. A tovább süllyedő HFS elemekben gazdag litoszféra lemez lejuthat egészen a földmag és földköpeny határára, ahol hossz időn keresztül felhalmozódik. Ha az alatta lévő külső mag konvektív áramlásai miatt ez a határréteg destabilizálódik, akkor ennek anyaga köpenycsóva formájában emelkedik fel, hogy táplálja a forró foltok tűzhányóit. A következő ábra ezt a körforgást mutatja, aminek folyamatai tükröződnek a Föld magmás kőzeteinek geokémiai összetételében is.



IV.51. ábra – Vulkanári tevékenység lemeztektonikai és mélyföldtani kapcsolata

A Kárpát-Pannon térségben e körforgás minden mozzanatára találunk vulkáni kőzetekbe zárt geokémiai kódot, azaz e kőzetek kémiai összetétele jól tükrözi a Föld mélyében zajló folyamatokat:



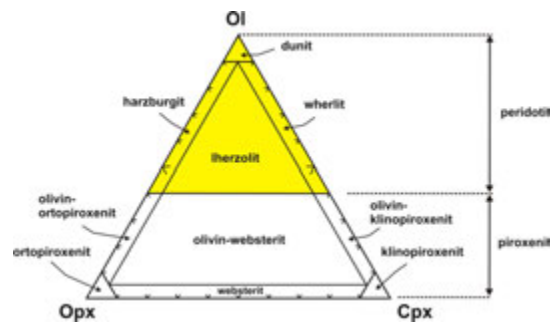
IV.52. ábra – A Kárpát-Pannon térség mezozoós vulkáni kőzeteinek jellegzetes nyomelem eloszlása

A Bükk környezetében – főleg felszín alatt, míg a felszínen a Darnóó zónában és a Bódva-árokban - előforduló főleg triász korú mafikus kőzetek egy egykori óceánközépi hátság mentén keletkezettek (Harangi et al., 1996). A keleti Mecsekben alsókréta korú bazalt-fonolit sorozat található. A bazaltok kémiai összetétele alapján kontinentális lemezen belüli vulkanizmus termékei, a magmaképződésben esetlegesen egy felemelkedő köpenycsővának is szerepe lehetett (Harangi, 1994; Harangi et al., 2003). Hasonló geokémiai összetételt mutatnak a kisalföldi, a balaton-felvidéki és a nógrádi neogén alkáli bazaltok is (Embey-Isztin et al., 1993; Dobosi et al., 1995; Harangi et al., 1995). A Börzsöny mintegy 15 millió éves bazaltos andezit kőzete a szubdukciós zónákra jellemző geokémiai összetételt mutatja, ami arra utal, hogy a forráskőzete szubdukciós folyamat során metasomatizálódott és gazdagodott LIL elemekben és Pb-ban, illetve szegényedett HFS elemekben. Hasonló geokémiai jelleget mutatnak a Visegrádi-hegységben, a Cserhátban, a Mátrában és a Tokaji-hegységben előforduló andezit-dácit kőzetek is (Downes et al., 1995; Karátson et al., 2000; Harangi et al., 2001).

V. fejezet - Rendszeres magmás kőzettan

V.1. Ultrabázisos kőzetek

PERIDOTIT CSOPORT



Megjelenés: Üde formában zöld színű, közepes-, illetve durvaszemcsés. Makroszkóposan az uralkodó palackzöld színű olivin mellett fekete ortopiroxének és fűzöld klinopiroxének figyelhetők meg. A mikroszkópos képeken jól megfigyelhetők a barna spinellek is, a klinopiroxének pedig egy nikollal enyhén zöld színűek. Az olivin és ortopiroxén mikroszkópos elkülönítésében segíthet, hogy az utóbbiak interferenciaszíne többnyire szürke.

Ásványos összetétel:

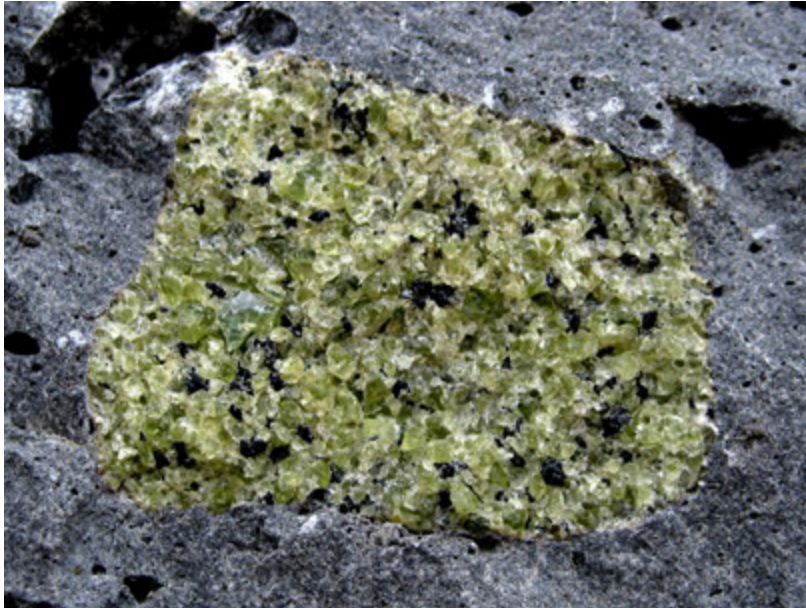
Lényeges elegyrészek: olivin > 40%, rombos és monoklin piroxén (orto- és klinopiroxén)

Akcesszóriák: spinell vagy gránát, esetenként amfibol, flogopit, apatit

Másodlagos elegyrészek: szerpentinásványok, limonit

Kőzettípusok:

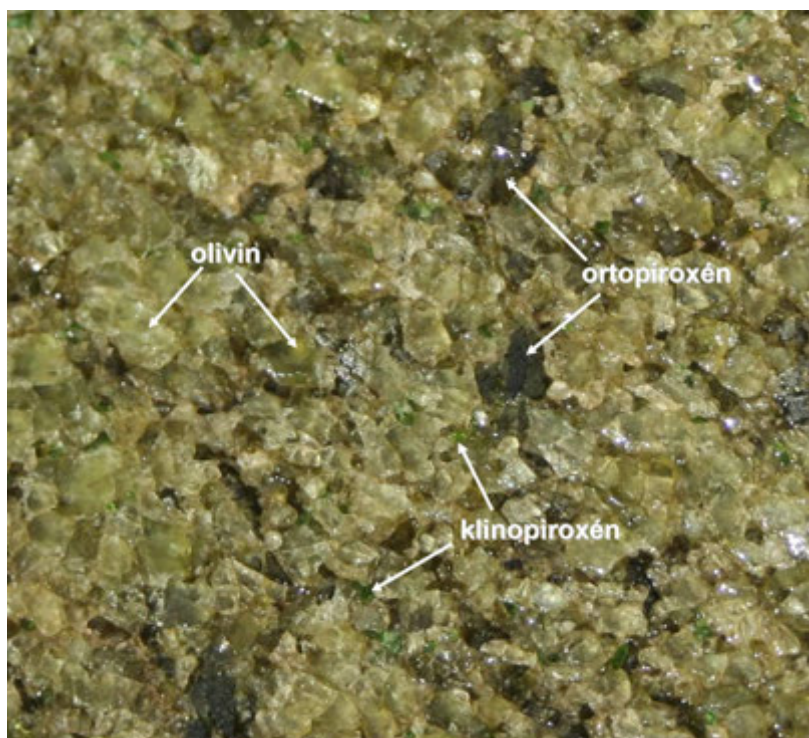
- dunit: olivin > 90%
- harzburgit: olivin > 40%, ortopiroxén, klinopiroxén < 5%
- lherzolit: olivin > 40%, klinopiroxén, ortopiroxén
- wehrilit: olivin > 40%, klinopiroxén, ortopiroxén < 5%



V.1. ábra – Peridotit(mérete 5 cm) a mátéfalvi (Mateias, Persány-hegység) lávakőzetben.



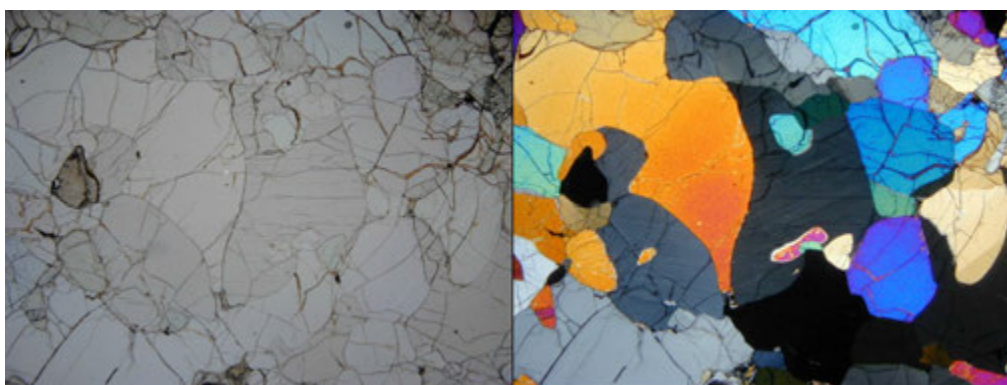
V.2. ábra – Kumulátum-eredetű „ércperidotit” (Szarvaskő, DNY-Bükk)



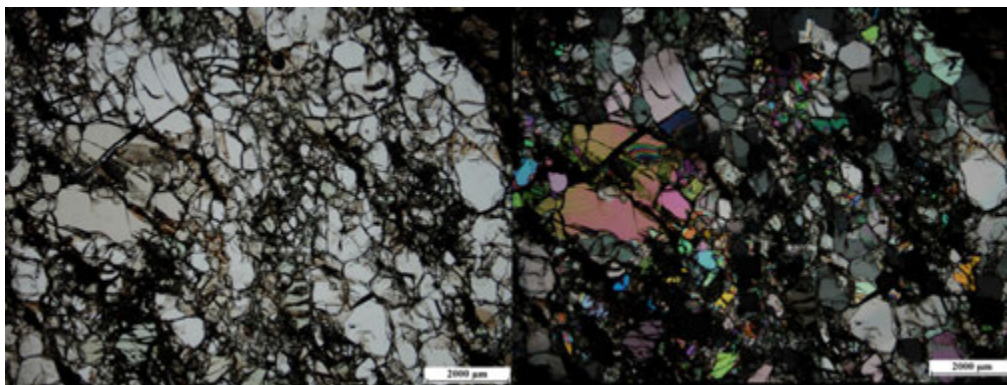
V.3. ábra – Peridotit kőzetzárvány közeli képe (a kép kb. 1.5x1.5 cm nagyságú) a jellemző ásványjaival (Bondoró)



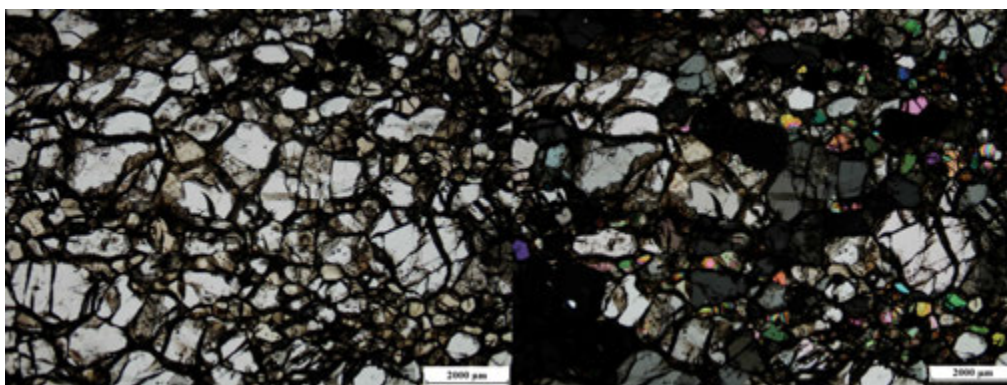
V.4. ábra – Lherzolit kőzetzárvány vékonycsiszolat képe (a csiszolat hossza 3 cm). Jól kivehetők a zöld színű klinpiroxének, a kissé barnás ortopiroxének és a színtelen olivének, valamint a fekete spinellek. Lelőhely: Al Haruj, Líbia



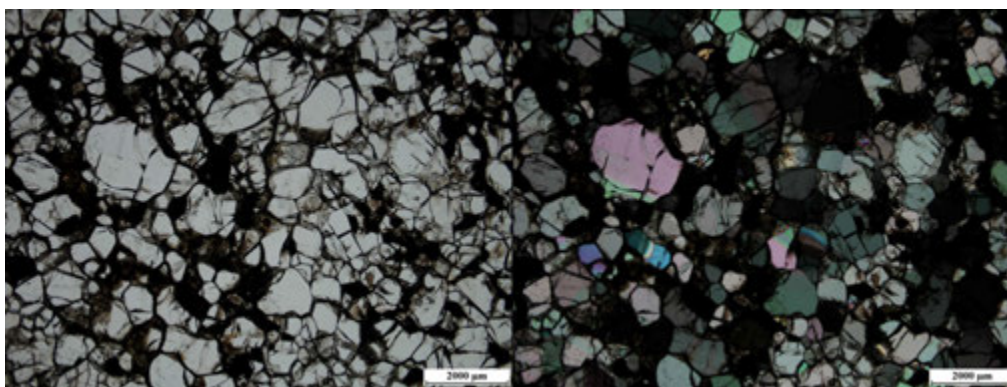
V.5. ábra – Protogranuláris lherzolit kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és kereszttezett nikolokkal (jobbra). A képek alsó hossza 2,5 mm. Lelőhely: Waw an Namus maar, Líbia



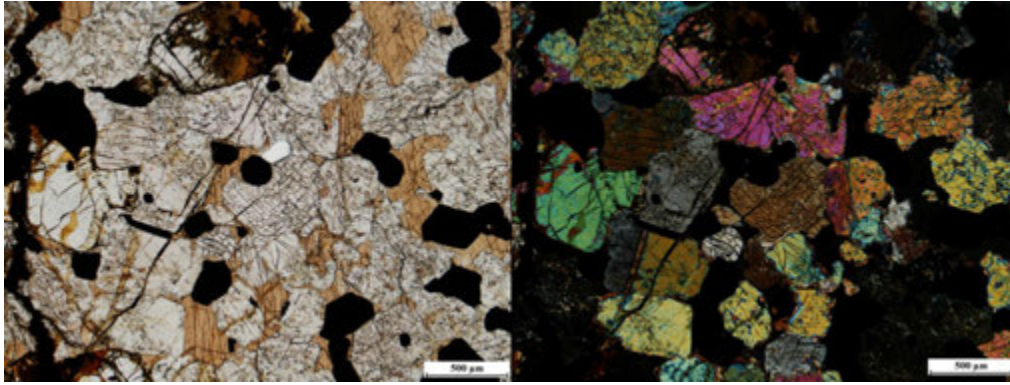
V.6. ábra – Porfiroklasztos lherzolit kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) Lelőhely: Fülekkovácsi



V.7. ábra – Harzburgit kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) Lelőhely: Füzes-tó



V.8. ábra – Ekvigranuláris dunit kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) Lelőhely: Fülekkovácsi



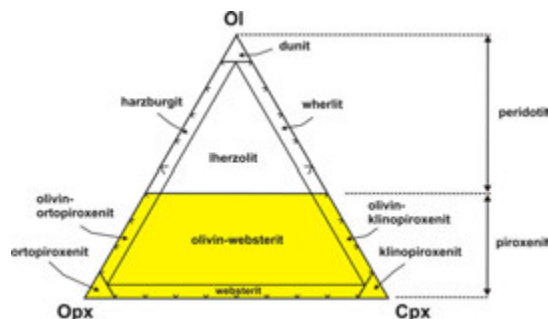
V.9. ábra – A szarvaskői amfiboltartalmú „ércperidotit” mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra) Lelőhely: Szarvaskő

Előfordulás: A felső földképen fő alkotókőzete. Általában tágabb értelemben vett bazaltos kőzetekben (bazalt, bazanit, melilitit stb.) kőzetzárványként fordulnak elő. Ezenkívül tektonikus mozgásokkal felszínre kerülhet a földképenbeli kőzettest, így kontinentális és óceáni területeken is megjelennek peridotit masszívumok (pl. Beni Bousera, Marokkó; Ronda, Spanyolország; Lherz, Pireneusok; Franciaország; Finero és Lanzo, Nyugati Alpok; illetve Zabargad, Vörös-tenger), illetve abisszális peridotit kőzettestek. Egyes mélységi bazaltos kőzetelőfordulásokon belül (pl. réteges magmás komplexumok) lehetnek kumulátum eredetű peridotit kőzetek is. Ofiolitok kőzetsorozatában a harzburgitós földképen anyag általában szerpentinit formájában jelenik meg.

A földképen peridotitok esetében meg kell jegyeznünk az alábbiakat. Bár e kőzeteket, mint peridotitok a magmás kőzetekhez soroljuk, azonban nem alkalmazhatók rájuk a hagyományos osztályozási elv, miszerint mélységi magmás kőzetek lennének. Ezek a peridotitok valójában metamorf kőzetek. Magmás kőzetek csupán abban az értelemben lehetnek, hogy vélhetően a Föld korai időszakában egy kiterjedt magma óceánból kristályosodhattak ki, azonban az évmilliárdok alatt e kőzetek sokkal inkább a metamorf kőzetekre jellemző átalakulásokat estek át, mint például olvadék eltávozás utáni átkristályosodás vagy éppen metasztatikus reakciók. Továbbá, a peridotitok ásványos összetételét és a benne lévő ásványok összetételét alapvetően a hőmérséklet és nyomás viszonyok alakítják ki hasonlóan, mint a metamorf kőzetek esetében. Szoros értelemben a kumulátum-eredetű peridotitok sorolhatók egyértelműen a magmás kőzetcsoporthoz.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Bazaltokban kőzetzárványként Kapfenstein, Tobaj, Gérce, Bondoró, Füzes, Szentbékállá, Szigliget; Maskófalva-Maskova, Fülel-Filakovo-Kercsiktető, Medves-Eresztvény és Magyarbánya, Nagy-Salgó, Bagókó, Bárna-Nagykő és Kiskő; Hidegkút (Gruiu), Nádas-völgy/Trestia és Berek (Barc; Persány-hegység) lelőhelyeken, illetve későkréta lamprofirokban (pl. Alcsútdoboz fűrés, Villányi-hegység). Kumulátum eredetű az ún. „ércperidotit” Szarvaskő közelében.

PIROXENIT CSOPORT



Megjelenés: Általában fekete vagy sötétzöld színű, közepes-, illetve durvaszemcsés kőzet. A piroxénekhez társulhat spinell vagy gránát, amit sokszor csak mikroszkópos képen lehet felismerni.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: uralkodóan monoklin és/vagy ortopiroxénből áll, ami mellett kevesebb mint 40% olivin fordul elő.

Akcesszóriák: spinel, gránát, Fe-Ti oxid, plagioklász

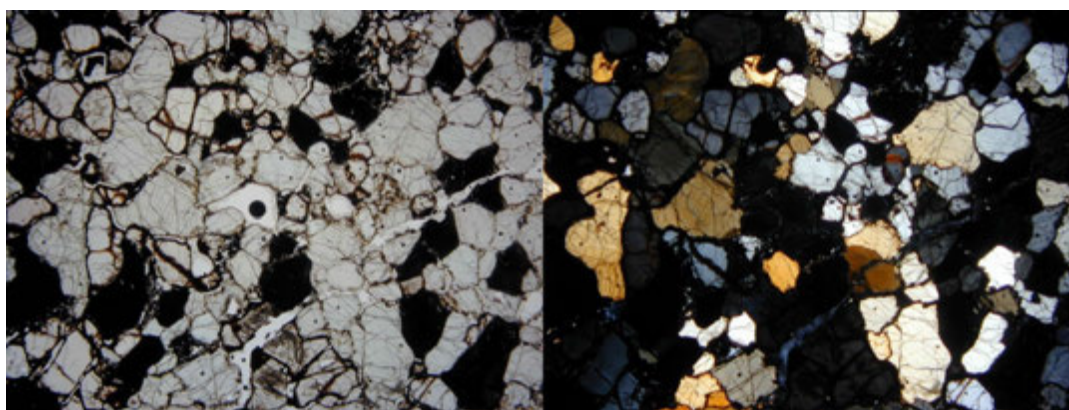
Másodlagos elegyrészek: szerpentinásványok, klorit

Kőzettípusok:

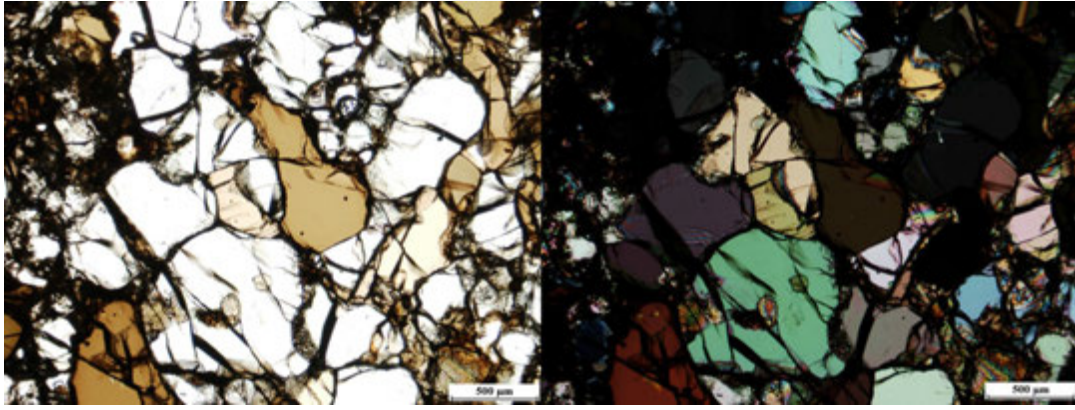
- klinopiroxenit: több mint 90% klinopiroxén alkotja
- ortopiroxenit: több mint 90% ortopiroxén alkotja
- websterit: több mint 60% klinopiroxén és ortopiroxén alkotja, az olivin mennyisége kevesebb mint 10%
- olivin-websterit: több mint 60% klinopiroxén és ortopiroxén alkotja, az olivin mennyisége 10-40%



V.10. ábra – Piroxenit intruzió Fuerteventura (Kanári-szigetek) mélyen lepusztult bazális komplexum – a vulkáni sziget mélyebb részeit feltáró - területén (balra) és a kőzet közeli képe (jobbra). (fotó: Harangi Szabolcs)



V.11. ábra – Gránát-piroxenit (websterit) kőzetárvány mikroszkópos képe (a kép alsó hossza 2,5 mm). A gránátok elbomlottak (sötét, izotróp ásványegyüttes) és csak alakjuk után ismerhetők fel. Lelőhely: Waw an Namus maar, Líbia



V.12. ábra – amfibol-piroxénit (klinopiroxénit) kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra). A képen jól kivehetők a barna amfibolok. *Lelőhely: Nádas-völgy/Trestia, Persány-hegység*

Előfordulás: A felső földköpenyben és a földköpeny-földkéreg határán bazaltos magma kristályosodásával keletkezhet piroxénit. Ezek telérek, erek formájában járnak át a peridotit kőzettestet. Ezek kőzetdarabjai megjelennek tágabb értelemben vett bazaltos kőzetekben (bazalt, bazanit, melilitit stb.) mint kőzetzárványok (II-típusú xenolitok). Egyes mélységi bazaltos kőzetelőfordulásokon belül lehetnek kumulátum eredetű piroxénit kőzetek is. Mélyen erodálódott óceáni szigeteken (pl. Fuerteventura) feltáruznak mélységi piroxénit benyomulások.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: általában peridotit kőzetzárványok mellett, pl. Tobaj, Bondoró, Szentbékállá, Maskófalva-Maskova, Fülel-Filakovo-Kercsiktető, Medves-Eresztvény és Magyarbánya, Nagy-Salgó, Bagókő, Bárna-Nagykő és Kiskő; Nádas-völgy/Trestia (Persány-hegység), illetve későkréta lamprofirokban (pl. Alcsútdoboz fúrás, Villányi-hegység)

HORNBLENDIT-CSOPORT

Megjelenés: Általában fekete színű, közepes-, illetve durvaszemcsés kőzet, több mint 90% amfibol (hornblende)-tartalommal. A hornblendit magmás eredetű, ritka kőzet, szemben az uralkodóan amfibol (hornblende) és plagioklász ásványokból felépülő, gyakoribb előfordulású metamorf amfibolit kőzettel.

Ásványos elegyrészek:

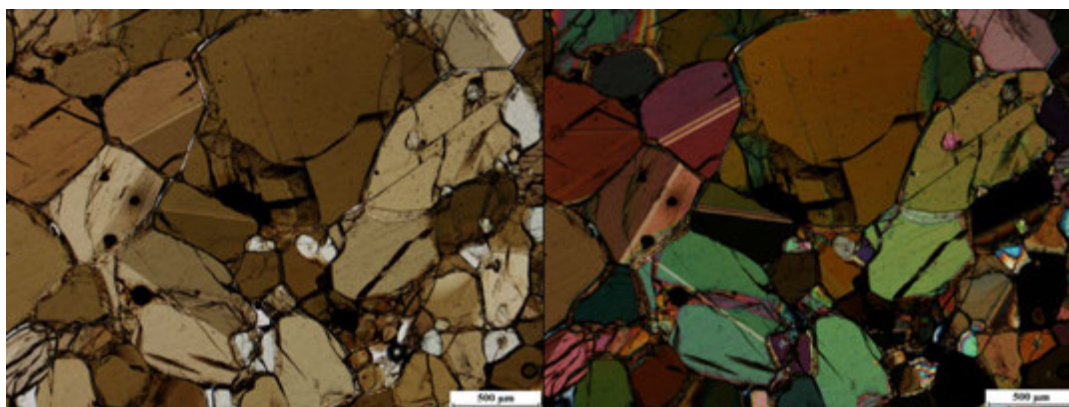
Lényeges elegyrészek: uralkodóan (>90%) amfibol (elsősorban hornblende), ami mellett piroxén és kevés olivin található

Akcesszóriák: Fe-Ti oxidok

Másodlagos elegyrész: klorit



V.13. ábra – Hornblendit (Szarvaskő, DNY-Bükk)



V.14. ábra – Hornblendit kőzetzárvány mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra).
Lelőhely: Nádas-völgy/Trestia, Persány-hegység

Előfordulás: Peridotit és piroxenit társaságában a földköpeny és földkéreg határzónájában fordul elő, ahol illó-gazdag mafikus magma nagy nyomású kristályosodása során alakul ki. E mellett megjelenhet mélységi kőzettestekben kumulátum kőzetekként és vulkáni kőzetekben (pl. andezitben) kogenetikus kőzetzárványként.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Szarvaskő (DNY-Bükk), Nádas-völgy/Trestia (Persány-hegység)

V.2. Bázisos kőzetek

GABBRÓ



Megjelenés: Sötét zöld vagy zöldesfekete színű, közepes- vagy durvaszemcsés mélységi magmás kőzet. Hasonló összetételű, mint a diorit, azonban a plagioklászok anortittartalma meghaladja az 50mol%-ot.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: Ca-gazdag plagioklász, klino- és/vagy ortopiroxén, olivin, amfibol

Akcessóriák: apatit, magnetit, ilmenit; kis mennyiségben kvarc, alkáliföldpát vagy olivin és földpátpótló előfordulhat

Másodlagos elegyrészek: klorit, titanit, szerpentinásványok, epidot

Kőzetváltozatok:

- nórít: ortopiroxén- és plagioklász-tartalmú gabbró
- troktolit: olivin- és plagioklász-tartalmú, piroxén-szegény gabbró
- anortózit: több mint 90%-ban Ca-gazdag plagioklászból felépülő gabbróváltozat

további kőzetváltozatok a kvarc, illetve a földpátpótló megjelenése esetén, figyelembevéve az alkáli földpát és plagioklász viszonylagos arányát is: monzogabbró, kvarc-gabbró és kvarc-monzogabbró illetve foid-gabbró, foidtartalmú gabbró, foidtartalmú monzogabbró és foid-monzogabbró



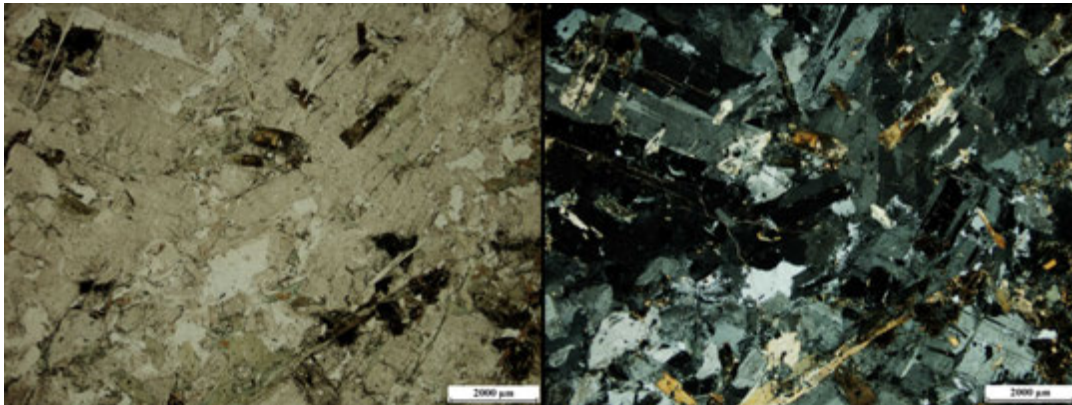
V.15. ábra – Gabbró (Tardosi kőfejtő, Szarvaskő, DNY-Bükk)



V.16. ábra – Gabbró

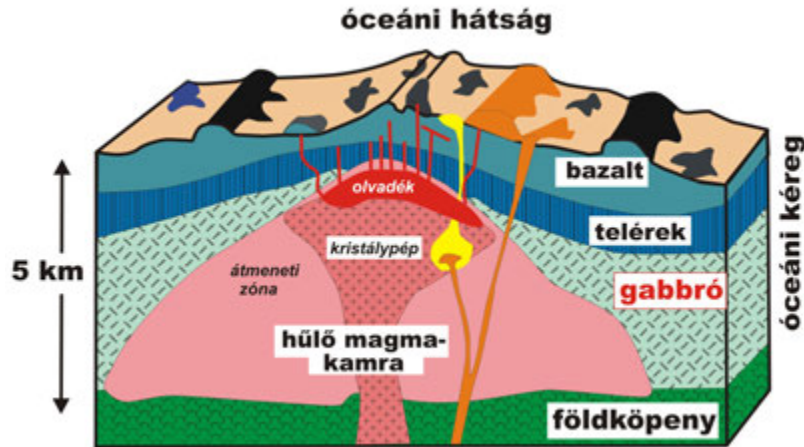


V.17. ábra – Anortozit



V.18. ábra – Gabbró mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra). Lelőhely: Tardosikőfejtő, Szarvaskő, DNY-Bükk

Előfordulás: A gabbró bazaltos magma felszín alatti kristályosodása során keletkezik, azaz a bazalt mélységi kőzet megfelelője. Sok szempontból hasonlít a diorithoz, azonban a gabbróban lévő plagioklászok jellemzően Ca-ban gazdagabbak. A gabbró az óceáni kéreg fő kőzetalkotója, azaz legfontosabb képződési területe az óceánközépi hátságok alatt van. Kialakulása a szétsodródó kőzetlemezek között kialakuló repedésekbe, hasadékokba benyomuló bazaltos magma megszilárdulásához köthető. A hátságok alatt kialakuló bazaltos magmakamrában zajló in-situ kristályosodással egy kristályokban gazdag magmatest (kristálypép) alakul ki, majd ennek megszilárdulásával jön létre a több kilométer vastag homogén gabbró réteg. Ennek alsó részén felhalmozódhatnak nagyobb sűrűségű ásványok, mint például olivin és piroxének, amelynek során réteges gabbró alakul ki. Ennek megfelelően a gabbró az ofiolit kőzetsorozatok fontos kőzete, amelyen belül megkülönböztetünk homogén gabbrót és réteges gabbrót. A bazaltos magma jellemző differenciátuma a Fenner-féle kristályosodási trendnek megfelelően a ferrogabbró.

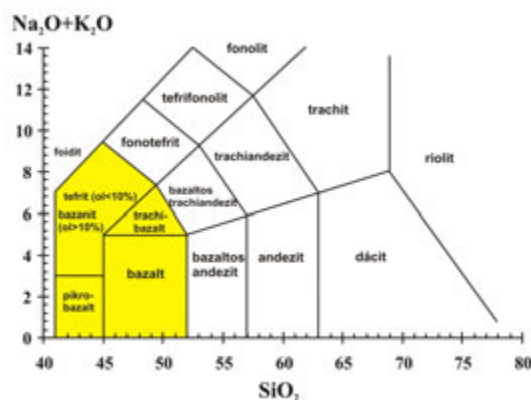


V.19. ábra – Gabbró óceáni hátság alatt: gyorsan távolodó kőzetlemezek között kialakuló óceáni hátság alatti magmás rendszer Perfit et al. (1994 Geology, 22, 375-379) alapján

Gabbró megjelenik azonban szinte minden lemeztektonikai helyzetben ott, ahol bazaltos magma nyomulhat a földkéregbe. Az óceáni szigetek mélyebb részein, illetve szigetívek alatt az elakadt bazaltos magmákból megszilárdulva szintén létrejönnek mélységi gabbroidális magmás testek, amelyeket fosszilis magmakamráknak tekinthetők. Ezek a kőzetek ritkán jelennek meg a felszínen, mivel ehhez tekintélyes erózió szükséges, azonban darabjaik belekeveredhetnek a később felnyomuló bazaltos magmákba, ahol kőzetzárványként fordulnak elő. Szubdukciós övekben keletkező bazaltok és andezitek gyakran tartalmaznak amfibol-gazdag, ritkábban biotit-gazdag gabbró kőzetzárványokat. Ezek a magmakamra fejlődés során létrejött kumulátumok, amelyek fontos információt hordoznak a magmafejlődés mélybeli folyamatairól és ráirányítják a figyelmet arra, hogy az illógazdag bazaltos magmákból a földkéreg mélyebb részein amfibol-gazdag kumulátumok alakulhatnak ki (ún. 'amfibol-szivacs'), amelyek jelentős mértékben befolyásolják a felszínre törő magmák kémiai összetételét. Gabbró alkotja a nagy kiterjedésű bazaltos intrúziók, mint például Bushveld (Dél-Afrika) és Skaergaard (Grönland) fő tömegét is.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Tardosi és Tóberci kőfejtők (DNy-Bükk, Szarvaskő közelében), Darnó-hegy fűrésok, Maros-völgy ofiolitok (Erdélyi-érchegység).

BAZALT s.l.



Megjelenés: Sötét színű, alapvetően afiros, olykor fenokristályban (elsősorban olivin-, de lehet klinopiroxén- és plagioklász-firos is) gazdag kiömlési kőzet. A gabbró kiömlési változata.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: olivin, Ca-gazdag plagioklász, klinopiroxén

Akcesszóriák: spinell (általában zárványként olivinben, ritkán klinopiroxénben), apatit, magnetit, ilmenit, amfibol, ortopiroxén, nefelin és leucit (alkáli bazaltban), kálföldpát (Si-telített bazaltban)

Másodlagos elegyrészek: klorit, szerpentinásványok, epidot, karbonátásványok

Kőzetváltozatok:

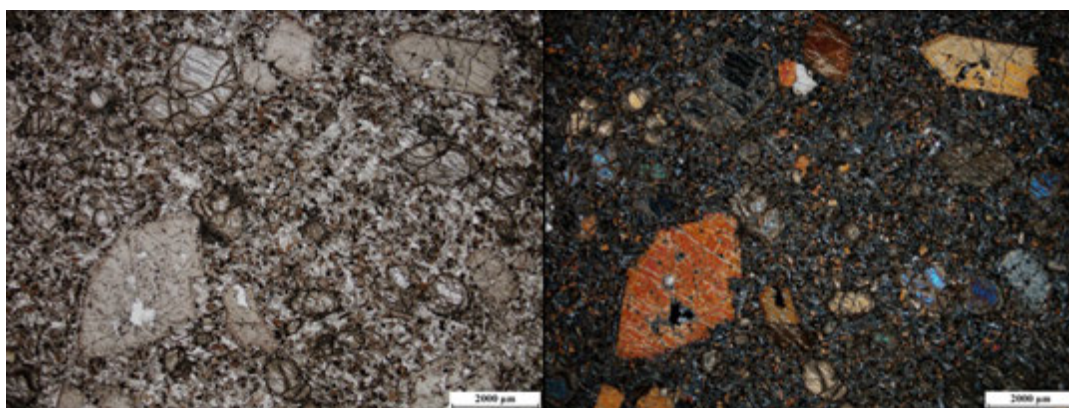
- alkáli bazalt: Si-telítetlen bazalt, ami földpátpótlót (nefelin, leucit) tartalmazhat. Leggyakoribb fenokristálya az olivin, ami mellett klinopiroxén is előfordulhat
- tholeiites bazalt: Si-telített vagy túltelített bazalt. Az olivin-tholeiit olivin, klinopiroxén és plagioklász fenokristályokat tartalmaz, a tholeiit vagy kvarc-tholeiit kőzetekben nincs olivin, viszont megjelenik az ortopiroxén. A kvarc általában granofiros összenövésben jelenik meg az alapanyagban.
- mészkáli bazalt: a piroxén és plagioklász mellett tartalmaz amfibolt is.
- bazanit: alkáli telítetlen (földpátpótló-tartalmú) bazalt változat, amelyben a normatív olivin több mint 10 %-ban van jelen
- tefrit: alkáli telítetlen (földpátpótló-tartalmú) bazalt változat, amelyben a normatív olivin kevesebb mint 10 %-ban van jelen
- trachibazalt: plagioklász-gazdag bazaltváltozat, a plagioklász mellett tartalmazhat alkáli földpátot is. Na-gazdag változata a hawaiiit (plagioklász, anortoklász, olivin, klinopiroxén, biotit). Elkülönítésük petrográfiailag sokszor nehéz, ezért az osztályozásra a teljes kémiai összetétel az irányadó. Trachibazalt alkotja a Teleki-vulkán kőzetét.
- Pikrit: olivin-gazdag bazaltváltozat. Bár kémiai összetétele, az SiO_2 -tartalma az ultrabázisos tartományban esik, mégis a kőzetet tágabb értelemben a bazaltok közé sorolják. Nagy MgO- és alacsony SiO_2 -tartalma azzal magyarázható, hogy jelentős mennyiségben tartalmaz olivint, köztük földköpeny-eredetű olivin xenokristályokat is. A pikrit magma alapvetően jelentősebb differenciáció, azaz kémiai összetételváltozás nélkül éri el a felszínt, az elsődleges magma viszonylag nagy mértékű olvadással, magas földköpeny potenciális hőmérséklet mellett keletkezik.
- Ankaramit: klinopiroxén fenokristályokban gazdag (klinopiroxén>>olivin) bazaltváltozat.



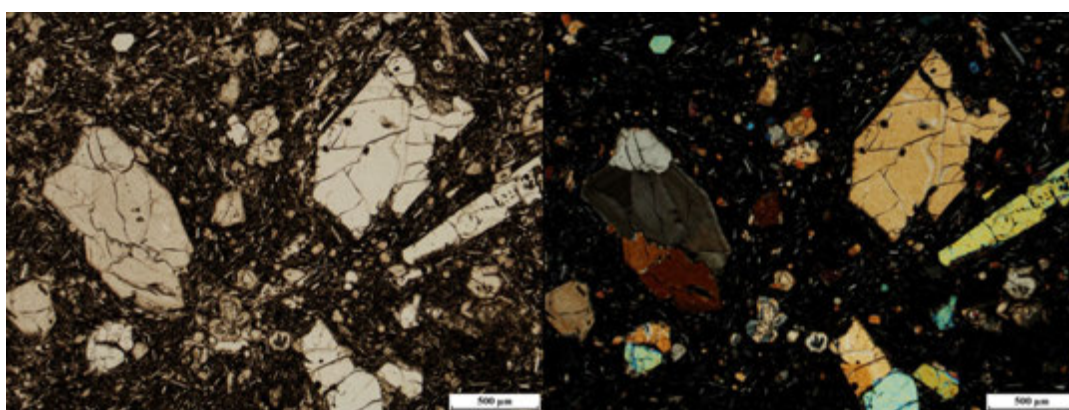
V.20. ábra – Bazalt közeli képe (Somoskő)



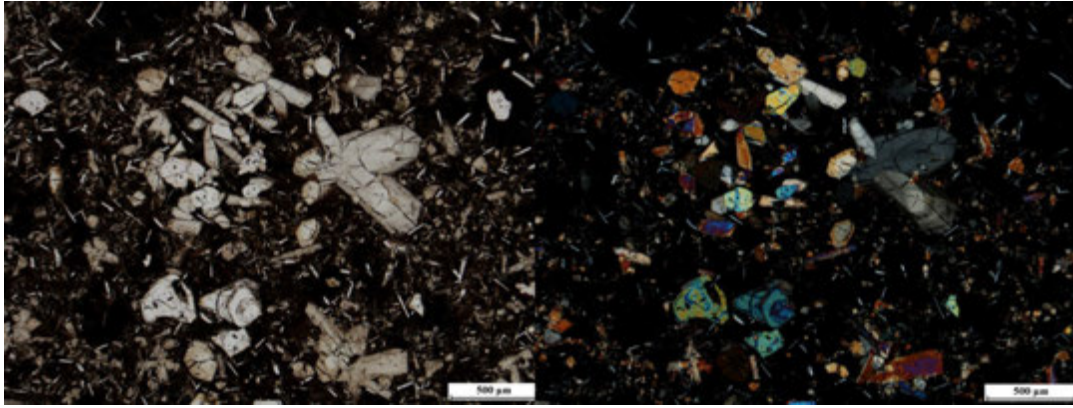
V.21. ábra – Olivin fenokristály bazaltban



V.22. ábra – Bazalt mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra): olivin-fenokristályos bazalt. Lelőhely: Vasas, Mecsek



V.23. ábra – Bazalt mikroszkópos képe: olivin-fenokristályos bazalt egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra). Lelőhely: Sőreg/Surice, Cseres-hegység, Nógrád-Gömör



V.24. ábra – Bazalt mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra): klinopiroxén-fenokristályos bazalt. Lelőhely: Steinberg, Stájer-medence

Előfordulás: A bazalt a leggyakoribb vulkáni kőzet, évente közel 4 köbkilométer friss bazalt keletkezik a Földön. Szinte minden lemeztektonikai környezetben előfordul, ahol kémiai összetételük kis mértékű, de jellemző változékonyságot mutat. A bazaltok kémiai összetétele ezért felhasználható – természetesen kiegészítve egyéb földtani információkkal - egykori lemeztektonikai környezetek rekonstruálásában.

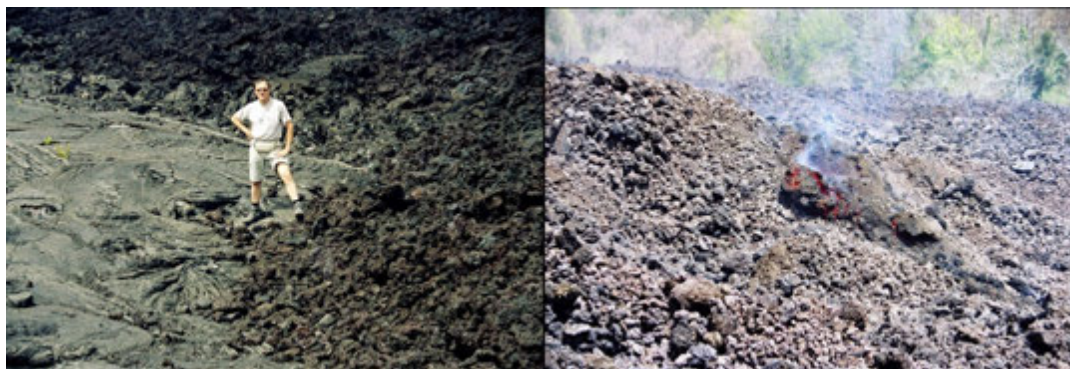
A bazaltos magma a földképen peridotit kőzetének részleges olvadása során keletkezik. A tholeiites bazaltos magma általában sekélyebb mélységben és nagyobb mértékű olvadással keletkezik, míg az alkáli bazaltos magmák nagyobb mélységben, inkompatibilis nyomelemekben gazdagodott köpenyanyag részleges olvadása során jönnek létre. A bazaltos magma egy része nagyon gyorsan a felszínre jut anélkül, hogy kölcsönhatásba lépne a földkéreg anyagával. Ezek a kevésbé differenciált bazaltok hatékonyan felhasználhatók a földképen kémiai összetételének, valamint a részleges olvadás körülményeinek tisztázásához. Amennyiben a bazaltos magma megakad a földkéregben, frakcionációs kristályosodása révén fejlettebb kőzetolvadékot hozhat létre és nagyobb szilícium-dioxid tartalmú kőzetek, mint például fonolit, trachit és riolit is keletkezhet belőle.

A bazaltos magma kis viszkozitású kőzetolvadék, ezért többnyire lávafolyás formájában jut a felszínre. Jellemző lávafolyás típusai a pahoehoe- és aa-láva. Beszakadásos kráterekben akár évtizedeken keresztül is fennmaradó lávavavak jöhetnek létre. A bazaltos magma kitörése során, főleg a messzire eljutó lávafolyamok révén (akár 10-20 km távolságba is elfolynak!), kiterjedt lapos pajzsvulkánok jönnek létre. Amennyiben a bazaltos magma víz alatti környezetben jut a felszínre, párnaláva jön létre, nagyobb intenzitású kitörés esetén pedig lávapelek alakulnak ki.

A bazaltos magmák sok esetben kiterjedt vulkáni mezőket hoznak létre, ahol akár több száz négyzetkilométeres területen számos vulkáni centrum működhet. Az egyes vulkánok többnyire nem több mint néhány hónap, esetenként néhány évig működnek és utána általában nem törnek ki újra. Ezeket ezért monogenetikus tűzhányóknak nevezzük. A monogenetikus vulkáni mezők akár több millió éven keresztül is aktívak lehetnek és a kitöréseket akár néhány száz, néhány ezer, vagy akár néhány százezer év nyugalmi idő is elválaszthatja.



V.25. ábra – Jellemző pahoehoe lávafolyás (balra; Kilauea, Hawaii) és pahoehoe lavakőzet (jobbra, Reykjanes, Izland; fotók: Harangi Szabolcs)



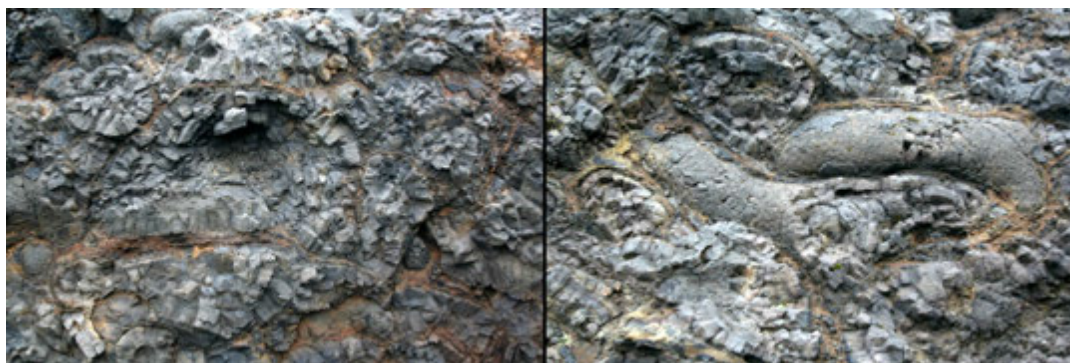
V.26. ábra – Pahoehoe és aa lávakőzet (Kilauea, Hawaii; balra) és aktív aa-lávafolyás (Etna, 1992; jobbra; fotók: Lukács Réka és Harangi Szabolcs)



V.27. ábra – Vékony pahoehoe lávafolyások közetei (Tenerife; balra) és egy aa-láva keresztmetsvénye (Etna; jobbra; fotók: Harangi Szabolcs)



V.28. ábra – Lávató az Erta Ale (Etiópia) beszakadásos kráterében (fotó: Ipach Ildikó)



V.29. ábra – Jellegzetes párnaláva kőzetek: Reykjanes, Izland (fotó: Harangi Szabolcs)



V.30. ábra – Lassan lehülő bazalt lávakőzet hármás tagolású oszlopos elválású keresztmetszete a baloldali képen (Alsórákos, Persány-hegység) és legyező alakban szétnyílt oszlopos elválású bazalt kürtőfáciesben (Ság-hegy; jobbra) (fotó: Harangi Szabolcs)

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Darnó-hegy fűrészek és Bódva-völgy (triász és júra korú); Szarvaskő (alsójúra korú); Maros-völgye (Erdélyi-érchegység; júra korú); Keleti-Mecsek és Alföld alatt (alsókréta korú); miocén-kvarter alkáli bazalt vulkáni mezők: Stájer-medence (4.9-1.9 millió év), Burgenland (11.5-11.0 millió év), Kemenesalja (5.5-4.5 millió év), Bakony-Balaton-felvidék (7.9-2.6 millió év), Nógrád-Gömör (7-0.4 millió év), Selmec (7 és 100 ezer év), Persány (1.2-0.6 millió év). Mészalkáli bazaltok: Vlchi vrch, Ziar nad Hronom (Közép-Szlovákiai vulkáni terület; 9-10 millió év), Sárospatak fűrés (9 millió év)

V.3. Neutrális (intermerdier) kőzetek

DIORIT



Megjelenés: Sötét színű, közepes- vagy durvaszemcsés mélységi magmás kőzet, az andezit mélységi magmás megfelelője. Hasonló összetételű, mint a gabbró, azonban a plagioklászok anortittartalma általában nem haladja meg az 50mol%-ot.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: neutrális plagioklász, amfibol, kevesebb biotit és piroxén (klino- és/vagy ortopiroxén). A mafikus elegyrészek közül általában az amfibol uralkodik.

Akcesszóriák: kis mennyiségben kvarc, alkáliföldpát vagy olivin és földpátpótló előfordulhat, továbbá apatit, magnetit, gránát

Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit, epidot

Kőzetváltozatok:

- Kvarc-diorit: kvarcot és alkáli földpátot tartalmazó dioritváltozat
- Monzodiorit: olivin és földpátpótló-tartalmú dioritváltozat
- alkáldiorit (essexit): neutrális plagioklász > ortoklász-mikroklin, nefelin, (szodalit, analcim,) alkáli amfibol, alkáli piroxén, biotit

további kőzetváltozatok a kvarc, illetve a földpátpótló megjelenése esetén, figyelembe véve az alkáli földpát és plagioklász viszonylagos arányát is: kvarc-monzodiorit illetve foid-diorit, foidtartalmú diorit, foidtartalmú monzodiorit és foid-monzodiorit

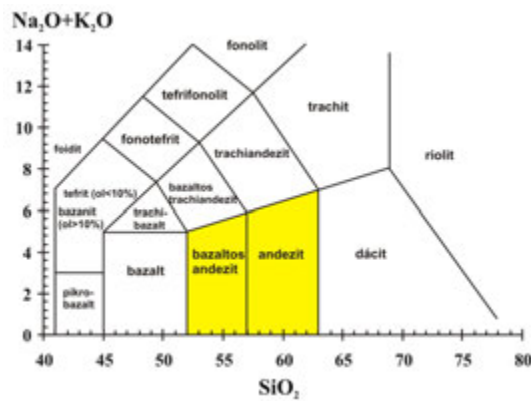


V.31. ábra – Diorit

Előfordulás: A diorit leggyakrabban szubdukciós zónák mentén zajló magmás tevékenység során keletkezik, andezites vulkáni komplexumok alatti sekély magmatározókban megrekedt magma lassú kristályosodásával jön létre. A későbbi lepusztulás során ezek a kőzetek felszínre kerülhetnek.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Közép-Szlovákiai vulkáni területen például Selmec, Körmöc, Jávoros vulkáni komplexumok központi területein

ANDEZIT



Megjelenés: Finomszemcsés, szürke, vörös vagy sötét színű, általában porfíros vulkáni kőzet, változó mennyiségű fenokristállal.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: neutrális plagioklász, amfibol, piroxén (klino- és/vagy ortopiroxén), esetenként biotit.

Akcessóriák: apatit, magnetit, gránát

Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit, epidot, karbonátásványok

Kőzetváltozatok:

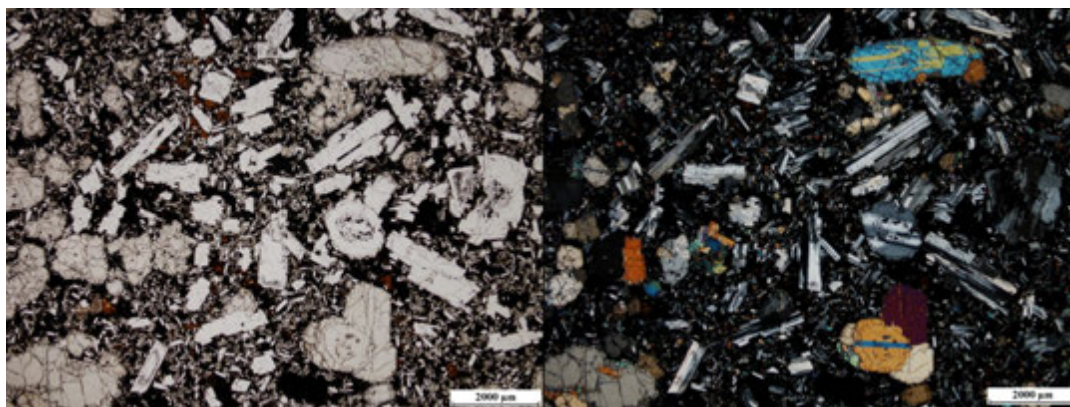
- Amfibolandezit: a mafikus elegyrészek között uralkodóan amfibolt (hornblende) tartalmazó kőzetváltozat
- Piroxénandezit: a mafikus elegyrészek között uralkodóan piroxént (klino- és vagy ortopiroxént) tartalmazó kőzetváltozat. Amennyiben mindkét piroxéntípus előfordul, használják a két-piroxénandezit elnevezést is.
- Biotitandezit: a mafikus elegyrészek között uralkodóan biotitot tartalmazó, általában szilícium-dioxidban gazdagabb kőzetváltozat. Kis mennyiségben tartalmazhat kvarcot is.
- Bazaltos andezit: átmeneti kőzetváltozat a bazalt és andezit között, amit csak kémiai összetétel alapján lehet felismerni. E kőzetekben gyakori az olivin is.



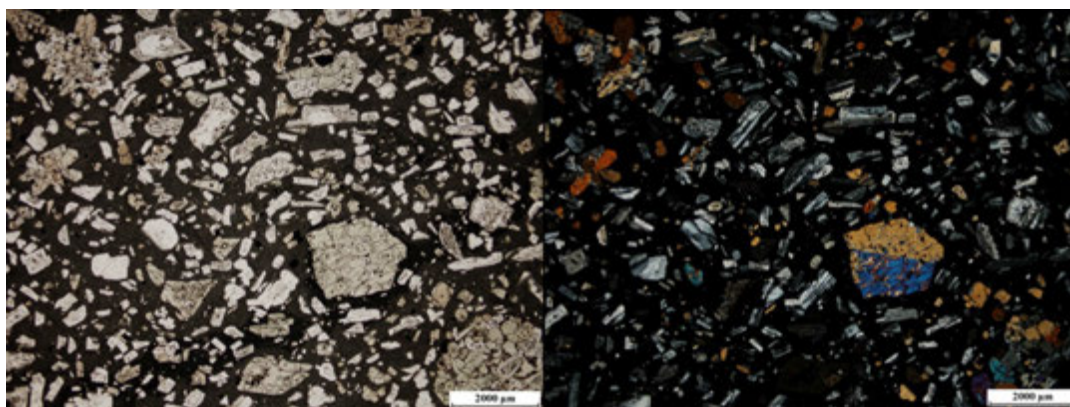
V.32. ábra – Andezit (Szanda, Cserhát) (fotó: Harangi Szabolcs)



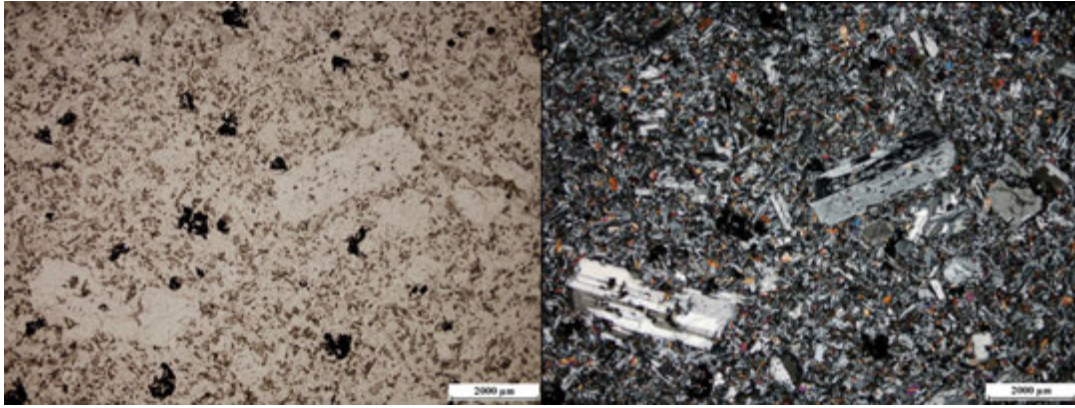
V.33. ábra – Típusos – szürke és vörös - andezit a Visegrádi-hegységben. Bár megjelenésükben különbözőek kőzettanilag és geokémiailag hasonlóak, feltehetően ugyanannak a lávadómnak a részei voltak, ami végül összeomlott és létrehozta ezt a blokk- és hamuár piroklasztitot (Thirring-sziklák, Visegrádi-hegység, fotó: Harangi Szabolcs)



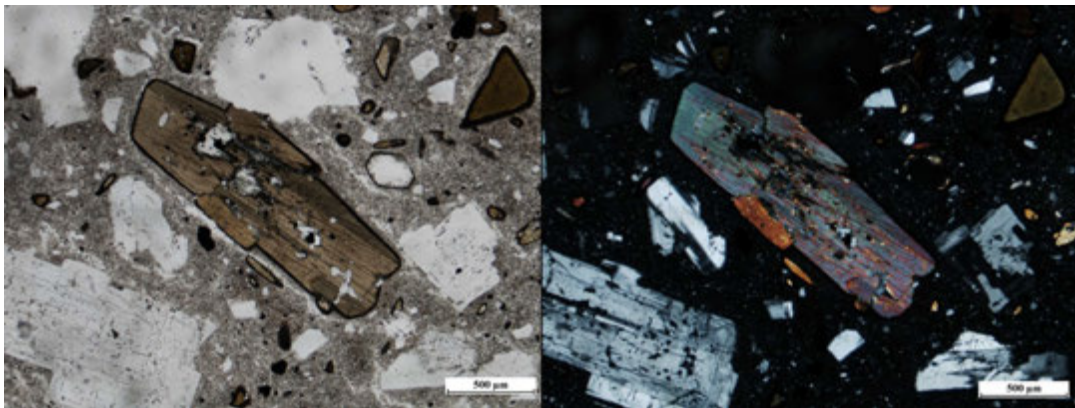
V.34. ábra – Andezit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra): plagioklász- és piroxén-fenokristályos andezit. Lelőhely: Bér, Cserhát



V.35. ábra – Andezit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra): plagioklász- és piroxén-fenokristályos andezit. Lelőhely: Hrusov, Cesnakova, Vinica komplexum, Dél-Szlovákia

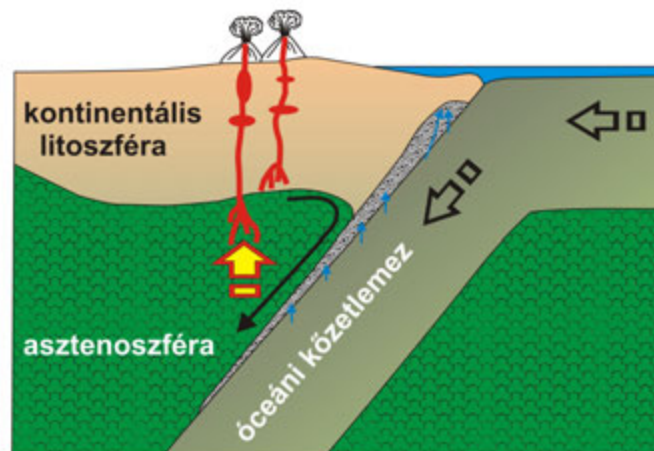


V.36. ábra – Andezit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra): plagioklász-fenokristályos andezit. Lelelőhely: Zsunny, Cserhát



V.37. ábra – Andezit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra): amfibol- és plagioklász-fenokristályos andezit. Lelelőhely: Visegrád

Előfordulás: Az andezit a szubdukciós zónák legjellemzőbb kőzettípusa, azonban ritkán előfordul extenziós, kontinentális lemezen belüli területeken is (pl. Basin and Range, USA; Anatólia, Törökország). Az andezites magma kialakulásáról megoszlanak a vélemények. Vannak, aki úgy gondolják, hogy az andezites magma egy primér A-gazdag bazaltos magma frakcionációs kristályosodása során jön létre a földkéreg különböző mélységében lévő magmakamrákban. Mások szerint andezites magma nincsen, az két különböző magma, egy bazaltos és egy szilíciumgazdag kőzetolvadék kitorés előtti keveredése során alakul ki.



V.38. ábra – Szubdukciós zónák: az andezitek jellemző képződési területe

A szubdukált óceáni kőzetlemez feletti földköpeny-ékben keletkező Al-gazdag, mészkalkáli bazaltos magma a földkéregbe nyomul és ott részleges olvadást indíthat el. A földkéreg alsó részén a bazaltos és szilíciumgazdag magma keveredhet egymással, amelynek eredményeképpen intermedier összetételű magma alakul ki. Ebből a mélységből magmacsomagok indulnak ki és emelkednek fel epizódikusan a felső kéregben kialakuló magmatározóba, ahol a friss – bazaltos vagy intermedier összetételű - magma az ottm korábbi magmabenyomulások során kialakult, kristálygazdag magmás testtel keveredik. A bazaltos és szilíciumgazdag magmaanyag keveredése révén intermedier, andezites magma alakulhat ki. Ezeket a nem egyensúlyi fenokristályok jelenléte, köztük bazaltos magmából kiváló kristályok, valamint szilíciumgazdag olvadék, majd megszilárdulva kőzetüveg alkotja. A fenokristályok nem ugyanabból a magmából kristályosodtak, hanem különböző időben, különböző összetételű magmából jöttek létre és csak a kitörés előtt keveredtek egymással.

A földkéreg alsó részén megakadó mészkalkáli bazaltos magmából az olivin mellett jelentős mennyiségű amfibol válhat ki. Az amfibol hornblendit vagy amfibol-gabbro kumulátum formájában a mélyben marad és a differenciált, fejlettebb kémiai összetételű, kisebb sűrűségű magma nyomul felfelé. A sekélyebb mélységben zajló kristály frakcionáció során a magma víztartalmától függően további amfibol vagy piroxének válnak ki és amennyiben hosszabb időt a magma nem tölt el a magmakamrában, akkor amfibol- vagy piroxénandezites magma tör a felszínre. Ebben az esetben magmakeveredés nyomát nem látjuk a kőzetben.

Az andezites magma viszkózusabb a bazaltos összetételű kőzetolvadéknál. Az andezites lávák ezért általában vastagabbak és nem folynak el nagy távolságba. Jellemző lávatípusuk az aa- és blokkláva, de nem ritkán lávadómokat képeznek. A lávadóm kitéremkedéseket gravitációs vagy robbanásos összeomlási események kísérik, amihez törmelékarak (elsősorban blokk- és hamuár) kapcsolódnak. A viszkózus lávadóm kitéremkedések és a lezúduló kőzetblokkokban gazdag piroklasztitok meredek oldalú, kúp alakú vulkánokat hoznak létre, amelyeket korábban rétegvulkánnak, illetve újabban összetett vulkánnak neveznek. A meredek oldalú vulkáni felépítmények végül instabillá válva összeroskadhatnak és a lejtőleszakadás nagy térfogatú törmelékklavinák kialakulását eredményezi. Ezzel a vulkánok magassága jelentősen csökken. Számos andezit vulkán esetében az összeomlási események után újabb vulkáni ciklussal ismét elkezdődik a kúpépítés, azaz a tűzhányó életében ezek az események akár többször ismétlődhetnek.



V.39. ábra – Jellemző andezit lávakőzetek: blokk láva a Nea Kameni legutolsó kitöréséből (Santorini, balra; fotó: Harangi Szabolcs) és meredek oldalú lávadóm kitéremkedése egy korábbi összeroskadt lávadóm által visszahagyott karéjos „sebhelyen” (Soufrière Hills, Montserrat, jobbra; fotó: Richard Roscoe)



V.40. ábra – A japán Unzen andezit lávadómja előtti völgy a lávadóm összeroskadása nyomán lezúduló blokk- és hamuár üledékével van kitöltve (fotó: Richard Roscoe).

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Keleti-Bükk (triász korú), Zalai-medence, Velncei-hegység és Reck környéke (eocén-oligocén korú); miocén-pliocén andezitek: Pohorje, Visegrádi-hegység, Börzsöny; Közép-Szlovákiai terület (Selmec, Körmöc, Jávoros, Polyána), Cserhát, Mátra, Cserehát, Tokaj-Szalánci-hegység, Vihorlát, Gutin, Kelemen, Görgény, Hargita, Erdélyi-érhegység, Mecsek, Alföld aljzata

MONZONIT



Megjelenés: Világos színű durvaszemcsés kőzet, kevesebb mint 20% kvarccal és nagyjából egyező mennyiségű alkáli földpáttal és plagioklásszal. A mafikus ásványokat klinopiroxén, ortopiroxén, amfibol és biotit képviselheti. Ritka, Si-telítetlen változataiban kvarc helyett földpátpótló található. A trachibazalt és látit mélységi magmás kőzet megfelelője.

Ásványos elegyrészek:

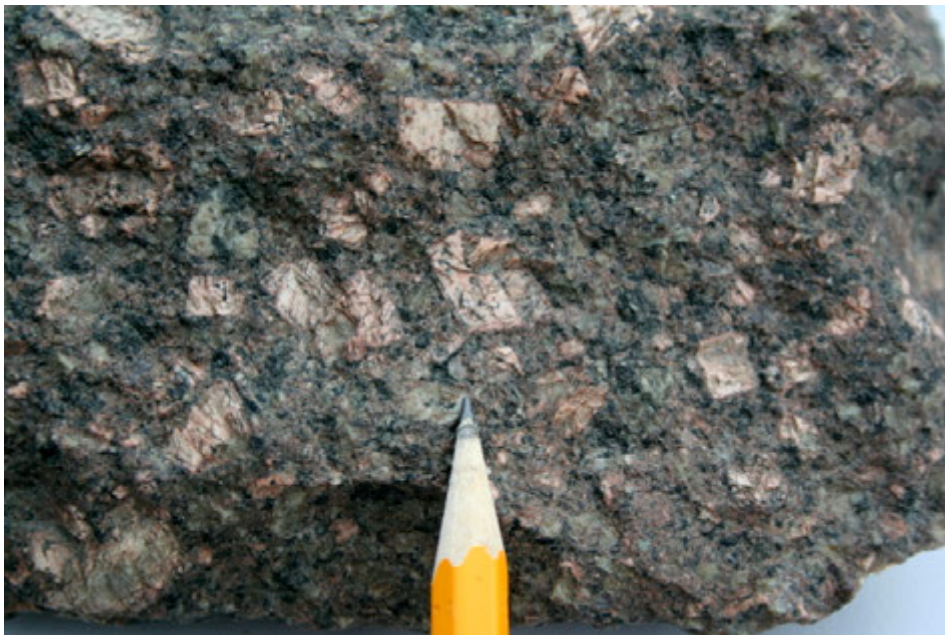
Lényeges elegyrészek: neutrális plagioklász ≈ káliföldpát, amfibol, piroxén, biotit

Akcesszóriák: kvarc (<20%) vagy földpátpótló, apatit, magnetit, cirkon

Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit, epidot



V.41. ábra – Monzonit

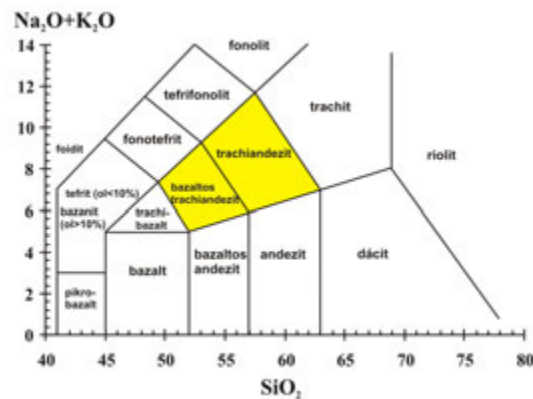


V.42. ábra – Monzonit

Előfordulás: A monzonit jellemzően szubdukciós zónák mélységi magmás kőzeteként fordul elő. Sok esetben heterogén felépítésű plutoni kőzettestek része.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Mórággy

TRACHIANDEZIT



Megjelenés: Világosszürke-sötétszürke, gyakran afeiros vagy porfiros, finomszemcsés kőzet, amiben nagyjából egyenlő mennyiségű plagioklász és alkáli földpát található, ritkán néhány százaléknyi mennyiségben fordul elő kvarc vagy földpátpótló. Mafikus legyrészként többnyire amfibolt és piroxént tartalmaz, a látitban biotit is megjelenik. A monzonit kiömlési kőzetváltozata.

Ásványos elegyrészek:

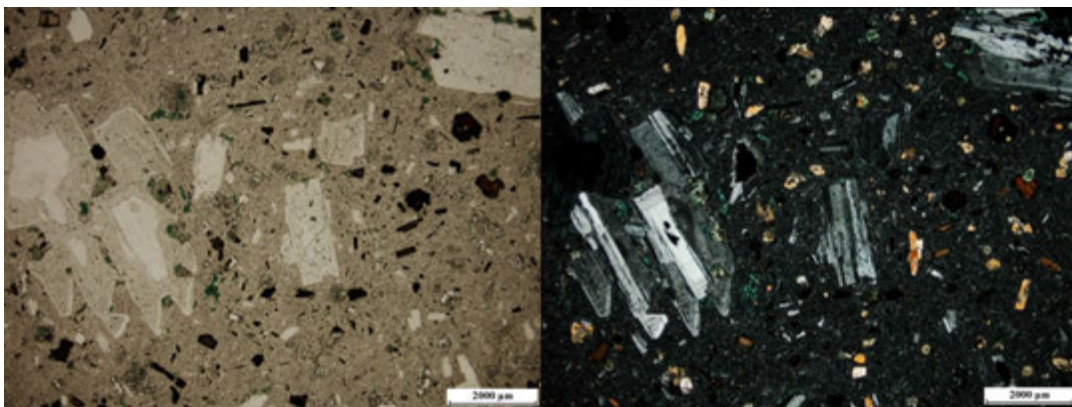
Lényeges elegyrészek: neutrális plagioklász \approx káliföldpát, amfibol, piroxén, biotit

Akcesszóriák: kvarc (<20%) vagy földpátpótló, apatit, magnetit, cirkon

Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit, epidot

Kőzetváltozatok:

- Mugarit: Na-gazdag – $(\text{Na}_2\text{O}-2) > \text{K}_2\text{O}$ – bazaltos trachiandezsit változat, általában kvarcot nem, földpátpótlót viszont tartalmaz.
- Látit: K-gazdag - $\text{K}_2\text{O} > (\text{Na}_2\text{O}-2)$ – trachiandezsit változat
- Benmoreit: Na-gazdag – $(\text{Na}_2\text{O}-2) > \text{K}_2\text{O}$ – trachiandezsit változat, általában kvarcot nem, földpátpótlót viszont tartalmaz.



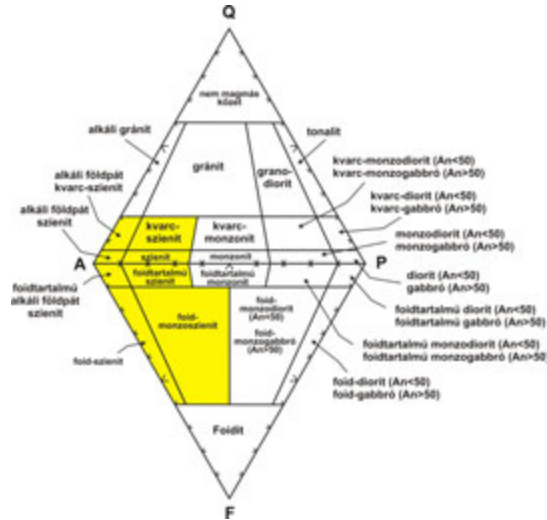
V.43. ábra – Trachiandezsit (látit) mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra): plagioklász-fenokristályok mellett biotit és piroxén mikrofénokristályok fordulnak elő. *Lelőhely: Gleichenberg, Stájer-medence*

Előfordulás: A trachiandezsit viszonylag ritka kőzet. A Tambora híres 1815-ös kitörését trachiandezsit magma táplálta. A látit jellemzően szubdukciós zónákban fordul elő, azonban megjelenhet kontinentális extenziós területeken

is. A Na-gazdag trachiandezit kőzetek többnyire bazanitos magma differenciációs termékeiként kontinentális lemezen belüli területeken fordulhat elő (pl. Kelet-Afrikai hasadékvölgy).

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Gleichenberg (Stájer-medence), Pásztori (fűrésban)

SZIENIT



Megjelenés: Világos színű, közép-, illetve durvaszemcsés mélységi magmás kőzet, amiben az alkáli földpát uralkodik. Mafikus ásványok kis mennyiségben jelennek meg, mint például Ca-gazdag klinopiroxén (augit), alkáli piroxén (egirinaugit és egirin), amfibol és biotit. Plagioklász kis mennyiségben fordul elő. Tartalmazhat kvarcot és földpátpótlót is, többnyire az utóbbi a gyakoribb. Kiömlési kőzetváltozatai a trachit és fonolit.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: káliföldpát >> neutrális plagioklász, amfibol, piroxén, biotit

Akcesszóriák: kvarc vagy földpátpótló, titanit, cirkon, apatit, magnetit

Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit

Kőzetváltozatok:

Kvarc-szienit vagy nefelin-szienit attól függően, hogy tartalmaz-e kvarcot (Si-telített változat) vagy földpátpótlót (Si-telítetlen változat)

- foyait: ortoklász-mikroclin > neutrális plagioklász, nefelin, alkáli amfibol, alkáli piroxén, biotit
- ditróit: szodalit tartalmú foyait változat



V.44. ábra – Szienit

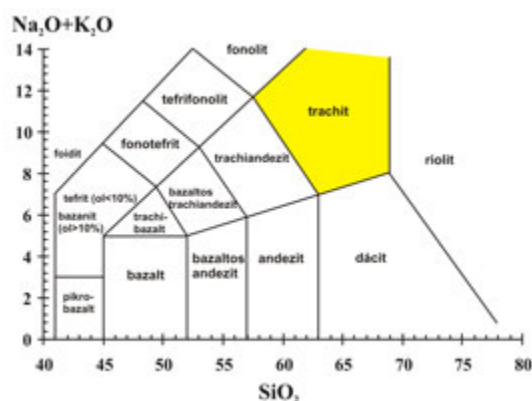


V.45. ábra – Szodalit-tartalmú szienit (ditróit). Lelőhely: Ditró

Előfordulás: Általában kontinentális rift területek jellemző mélységi magmás kőzete.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Ditró (nefelin- és szodalit-szienit=ditróit; júra korú), Morva-Sziléziai Beszkidek (Csehország; alsókérta korú, a mecseki alkáli vulkáni kőzetekkel rokon).

TRACHIT



Megjelenés: Világos színű, porfiros vulkáni kőzet, gyakran irányítottan elhelyezkedő földpát fenokristályokkal. A földpát kristályokon belül az alkáli földpátok uralkodnak. Mafikus ásványként piroxén, amfibol és biotit fordul elő, többnyire alárendelt mennyiségben. Kvarcot vagy földpátpótlót tartalmazhat.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: káliföldpát >> neutrális plagioklász, amfibol, piroxén, biotit

Akcesszóriák: kvarc vagy földpátpótló, titanit, cirkon, apatit, magnetit

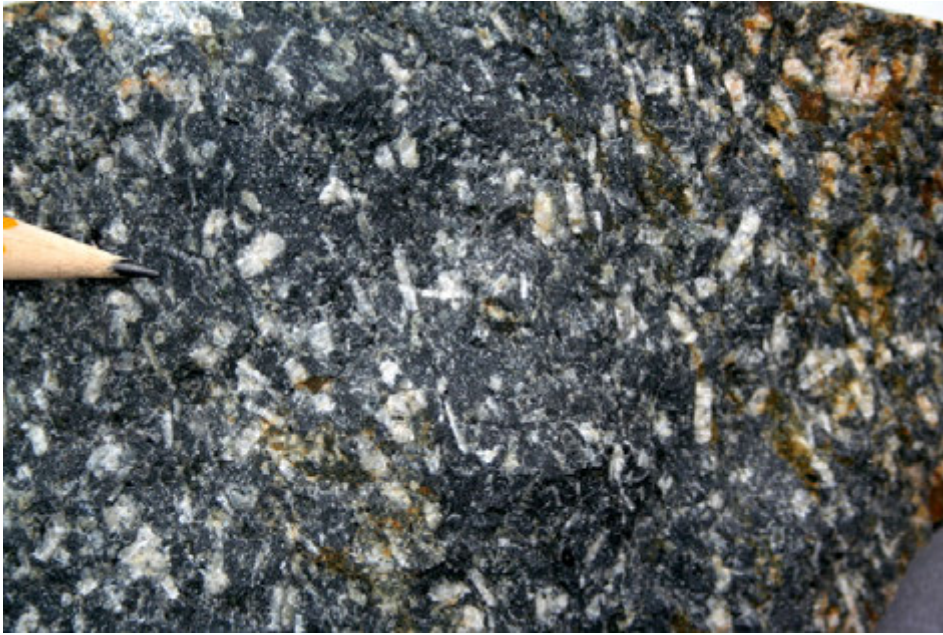
Másodlagos elegyrészek: klorit, szericit

Kőzetváltozatok:

Kvarc-trachit vagy alkáli trachit attól függően, hogy tartalmaz-e kvarcot (Si-telített változat) vagy földpátpótlót (Si-telítetlen változat)



V.46. ábra – trachit

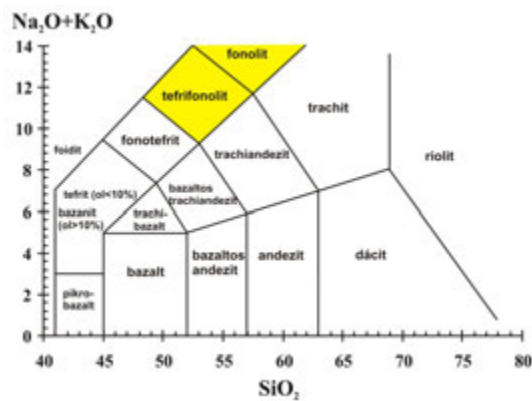


V.47. ábra – trachit

Előfordulás: Általában kontinentális rift területeken és óceáni szigeteken jelenik meg, mint bazaltos magma differenciátuma.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Pásztori (fúrásban).

FONOLIT



Megjelenés: Világosszürke színű, többnyire afiros, vagy gyengén porfíros vulkáni kőzet, aminek uralkodó elegyrésze a káliföldpát (szanidin vagy anortoklász, amelyek gyakran mutatnak pertites szerkezetet). A mafikus elegyrészeket alkáli piroxén (egirinaugit, egirin), alkáli amfibol és ritkábban biotit képviseli. Földpátpótlót tartalmaz, ami nefelin és leucit is lehet, ezek fenokristályként is megjelenhetnek. Neve – „csengő kő” – arra utal, hogy kalapáccsal megütve csengő hangot ad.

Ásványos elegyrészek:

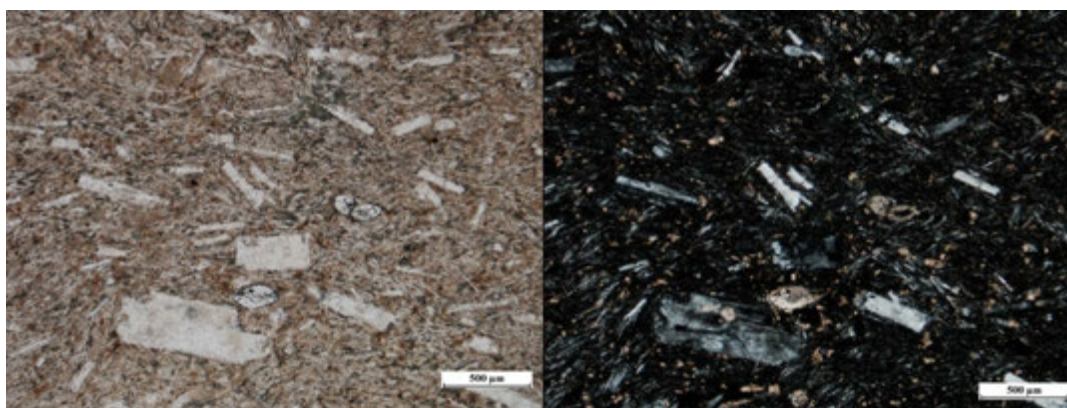
Lényeges elegyrészek: káliföldpát (szanidin)>>neutrális plagioklász, nefelin vagy leucit, alkáli piroxén, alkáli amfibol, biotit

Akcesszóriák: titanit, szodalit, cirkon, apatit, magnetit

Másodlagos elegyrészek: analcim, klorit, szericit

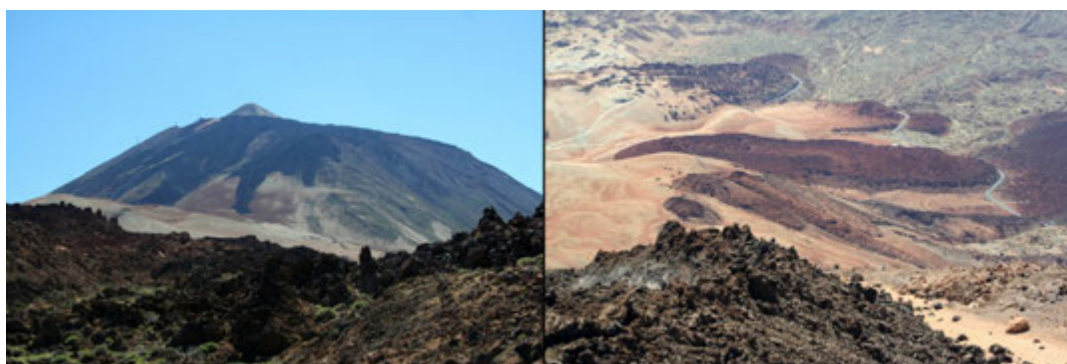


V.48. ábra – Fonolit



V.49. ábra – Fonolit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra): irányítottan elhelyezkedő alkáli földpát fenokristályok. Lelőhely: Szamár-hegy, Mecsek

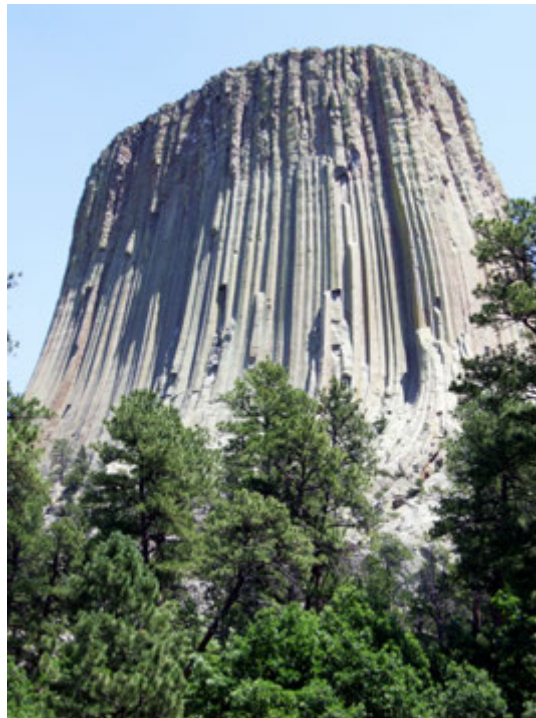
Előfordulás: Általában kontinentális rift területek (Kilimandzsáró; Kelet-Afrikai hasadékvölgy; Laacher-see, Eifel; Massif Central; Csehország) és óceáni szigetek (pl. Teide, Tenerife; St. Helena) jellemző vulkáni kőzete. Si-telítetlen bazaltos (bazanitos) magma szélső differenciátuma.



V.50. ábra – Tenerife (Kanári-szigetek) hatalmas vulkánja, a Teide (balra) fonolitos magma kitörései során épült fel. Jobbra jellegzetes fonolitos lávafolyásk (culée; fotók: Harangi Szabolcs)



V.51. ábra – Fonolitos lávafolyás közeli képe. Figyeljük meg a viszkózus láva jellemzőit: több méter vastag lávaöntés, erősen töredezett lávadarabokkal (Teide, Tenerife; Kanári-szigetek, fotók: Harangi Szabolcs)

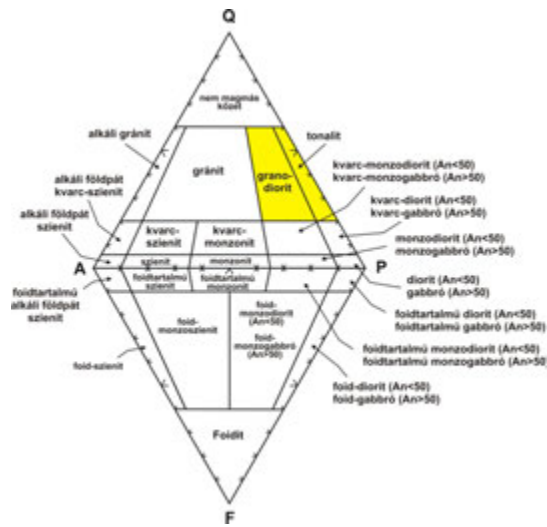


V.52. ábra – A wyomingi (USA) Ördög-torony (Devils Tower) oszlopos elválású kőzete egy fonolit kürtőcsatornát képvisel.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Köves-tető és Szamár-hegy, Mázai-völgy (Keleti Mecsek)

V.4. Savanyú kőzetek

GRANODIORIT



Megjelenés: Világos színű, közepes- vagy durvaszemcsés mélységi magmás kőzet, amelyben több mint 20% kvarc található, a földpátokon belül pedig a Na-gazdag plagioklász meghaladja az alkáli földpát (ortoklász) mennyiségét. Mafikus ásványként amfibol, piroxén és biotit jelenik meg, többnyire alárendelt mennyiségben. A dácit mélységi magmás kőzetváltozata.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: Na-gazdag plagioklász > káli-földpát, kvarc, biotit, amfibol

Akcesszóriák: cirkon, apatit, magnetit

Másodlagos elegyrészek: szericit, klorit, epidot

Kőzetváltozatok:

- tonalit: Uralkodóan Na-gazdag plagioklász képviseli a földpátokat, az alkáli földpát mennyisége nem több mint 10%. Mafikus elegyrészként amfibol, piroxén és biotit jelenik meg.

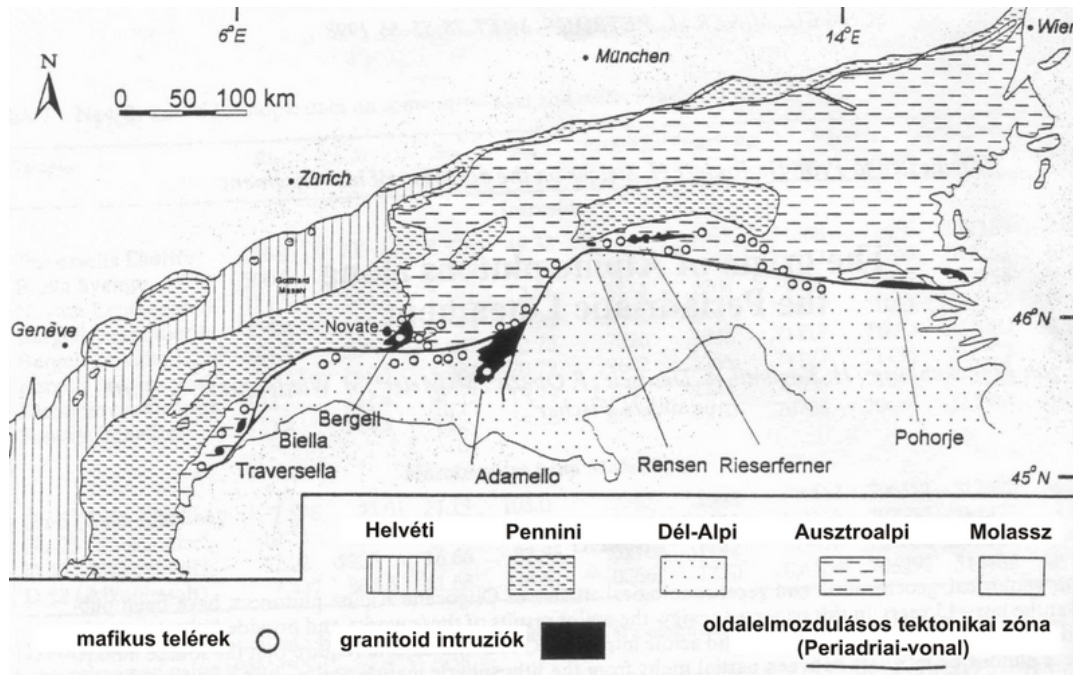


V.53. ábra – Granodiorit



V.54. ábra – Granodiorit (a ceruza kvarcot mutat)

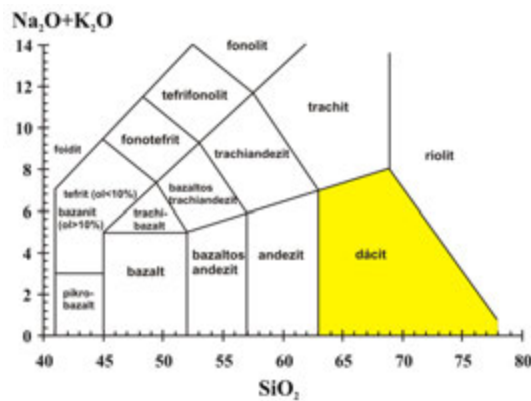
Előfordulás: Általában szubdukciós zónák jellemző mélységi magmás kőzete, de előfordul gránittal társulva kollíziós területeken is (pl. Alpokban, a Periadriai-Inszubriai tektonikai vonal mentén megjelenő granitoid előfordulások). Kis térfogatban megjelenhetnek andezites és dácitos vulkánok sekély mélységű intruzív kőzeteként, amelyek a tűzhányó lepusztulása során felszínre bukkanhatnak.



V.55. ábra – Granitoid (főleg granodiorit, ezen belül tonalit) intrúziók az alpi Periadriai törészóna mentén (ábra: von Blanckenburg és Davies, 1995, Tectonics publikációjából).

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Mórág; Kelemeni-havasok, Selmec környéke (Közép-Szlovákiai vulkáni terület).

DÁCIT



Megjelenés: Világos színű, porfiros, gyakran fenokristályokban gazdag (akár 50 tf% fenokristály) vulkáni kőzet. Fenokristályként leggyakoribb a plagioklász, ami mellett kevesebb alkáli földpát és kvarc jelenik meg. Mafikus ásványként az amfibol és biotit a leggyakoribb, de megjelenhet piroxén (főleg ortopiroxén) is.

Ásványos elegyrészek:

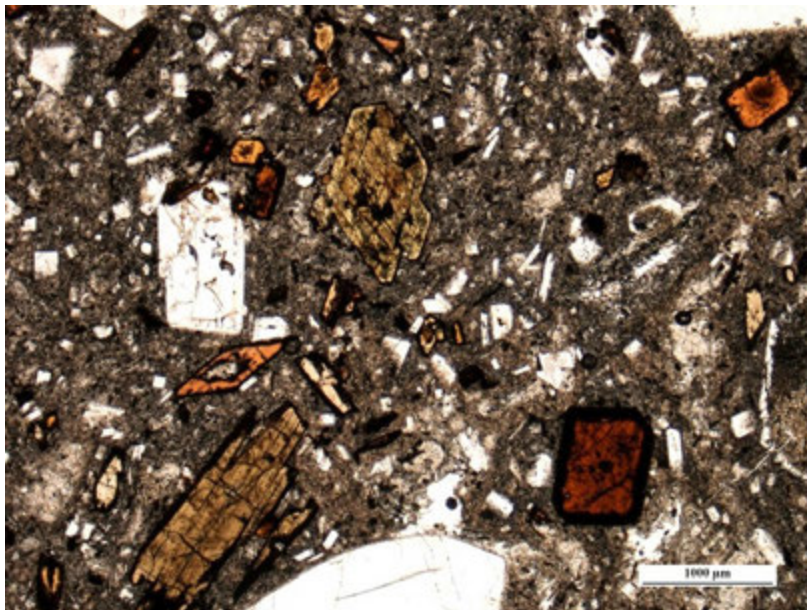
Lényeges elegyrészek: Na-gazdag plagioklász>káliföldpát (szanidin), biotit, amfibol, piroxén

Akcesszóriák: kvarc, titanit, apatit, cirkon, magnetit

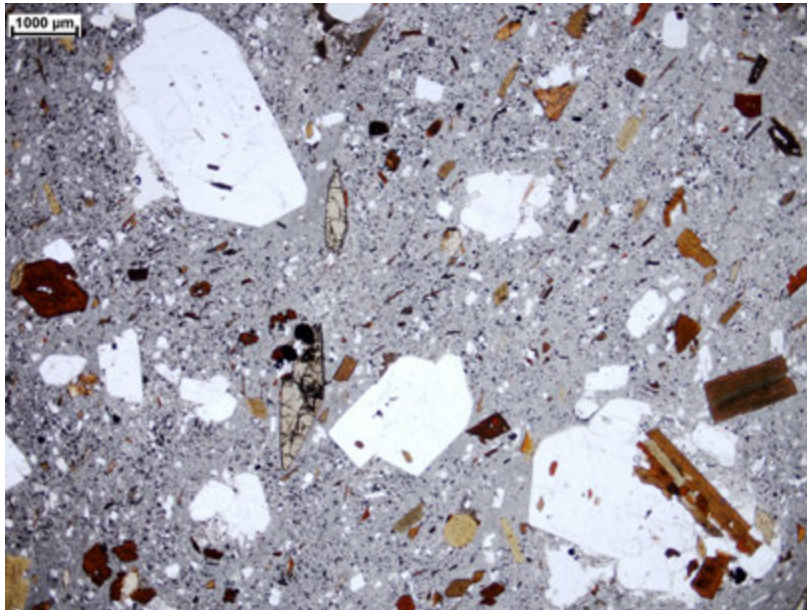
Másodlagos elegyrészek: szericit, klorit, epidot



V.56. ábra – Dácit plagioklász, amfibol és biotit fenokristályokkal. Lelőhely: Csomád



V.57. ábra – Dácit jellemző mikroszkópos képe (egy nikollal): a kristálygazdag kőzetben a fenokristályokat változatos megjelenésű plagioklász, amfibol és biotit képviseli. Lelőhely: Kis-Csomád lávakőzet; Csomád



V.58. ábra – Dácit jellemző mikroszkópos képe (egy nikollal): a kristálygazdag kőzetben a fenokristályokat változatos megjelenésű plagioklász, amfibol, biotit és titanit képviseli. Lelőhely: Kövesponk lávakőzet; Csomád

Előfordulás: A dácit szubdukciós zónák jellemző kőzete, ahol viszkózus lávadóm kitüremkedések formájában található (pl. Mt. St. Helens, USA; Pinatubo, Fülöp-szigetek; Unzen, Japán). Robbanásos kitörések során hatalmas térfogatú ignimbriteket formálhat (pl. a legnagyobb térfogatú – több mint 5000 km³ - ismert ignimbrit, a Fish Canyon tufa is dácit összetételű). Az Andokban további nagy kiterjedésű homogén dácitos ignimbritek fordulnak elő.



V.58. ábra – A Mt. St. Helens (Washington állam, USA) dácitos lávadómja. Figyeljük meg, hogy a magma szinte szilárd állapotban nyomul a felszínre egy sima felület mellett („bálnahát”); fotó: USGS)

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Visegrádi-hegység (Holdvilág-árok, Pilisszentlélek, Csódi-hegy), Börzsöny (Bajdázó), Közép-Szlovákiai terület, Tokaji-hegység, Vihorlát, Kelemen-havasok, Hargita, Csomád

GRÁNIT



Megjelenés: Világos színű, közepes- vagy durvaszemcsés mélységi magmás kőzet több mint 20% kvarccal és a plagioklászokat meghaladó mennyiségű alkáli földpáttal (ortoklász). A mafikus elegyrészeket többnyire biotit, ritkán amfibol és piroxén képviseli. Bizonyos gránitokban megjelenik muszkovit és járulékos, de szabad szemmel is felismerhető elegyrészként gránát és kordierit.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: káliföldpát (ortoklász) > Na-gazdag plagioklász, kvarc, biotit, amfibol

Akcessóriák: cirkon, apatit, muszkovit, turmalin, magnetit, piroxén, andaluzit, kordierit, gránát, topáz

Másodlagos elegyrészek: szericit, epidot, klorit

Kőzetváltozatok:

- monzogranit: a földpátokon belül 35-65% alkáli földpátot tartalmazó gránitváltozat, a leggyakoribb gránittípus, korábban adamellitnek is nevezték (Adamello: az alpi Periadriai tektonikai vonal mentén elhelyezkedő egyik granitoid intruzió)
- szienogranit: a földpátokon belül 65-90% alkáli földpátot tartalmazó gránitváltozat
- alkáli gránit: a földpátokon belül >90% alkáli földpátot tartalmazó gránitváltozat, a mafikus elegyrészeket alkáli piroxén (egirinaugit, egirin) és alkáli amfibol képviseli
- írásgránit: kvarc és ortoklász orientált összenövéséből áll, eutektikus összetételű olvadék kristályosodásával keletkezik
- luxullianit (turmalin-gránit): járulékosan sok turmalint tartalmazó gránitváltozat
- greizen: metasomatikusan átalakult gránit. Fő elegyrészei: nagy mennyiségű kvarc, azon kívül ezüstös-zöld csillám (muszkovit és/vagy Li-csillám), topáz. Előfordulhat még: földpát, fluorit, turmalin, berill, rutil, kassziterit, apatit, (wolframit, kalkopirit). Az eredeti gránit földpátja és biotitja kvarccal, Li-tartalmú csillámmal, turmalinnal és kevés kaolinnal helyettesítődik.
- aplit: ekvigranuláris szövétű, ortoklász-mikroklin > Na-gazdag plagioklász, kvarc alkotja, nagyon kevés mafikus elegyrésszel (biotit, amfibol); mikrokristályos. Eutektikus, szilíciumgazdag olvadékból válik ki (haplogranitos összetétel), a nyomás és hőmérséklet viszonyok által meghatározott ásványos összetételben.
- granofir: kvarc és földpát eutektikus ponton történt, gyakran sugaras irányban történt összenövése jellemzi

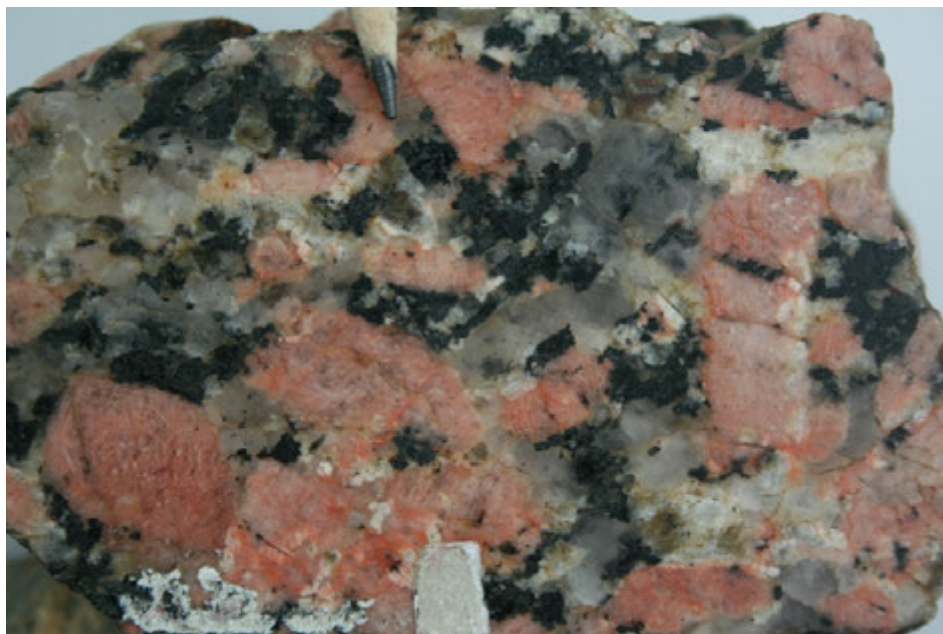
A peraluminios gránitok (S-típusú gránitok) jellemző ásványai az Al-gazdag elegyrészek, mint például a kordierit, andaluzit és gránát, gyakori a muszkovit is. A metaluminios (I-típusú gránitok) gránitokban amfibol és piroxén jelenik meg, míg a peraluminios vagy alkáli gránitokban alkáli piroxén és alkáli amfibol fordul elő. A földpátok megjelenése szintén utal a gránit eredetére: amennyiben csak egy földpáttípust, mégpedig pertites földpátot találunk a gránitban, az arra utal, hogy viszonylag száraz magmából kristályosodott (ún. hiperszolvus gránitok), míg ha két különböző földpát is megjelenik a kőzetben (ortoklász és Na-gazdag plagioklász), az arra utal, hogy vízzel telített magmából kristályosodott (szubszolvus gránit).



V.59. ábra – Gránit ortoklász megakristállal (Erdősmecske).



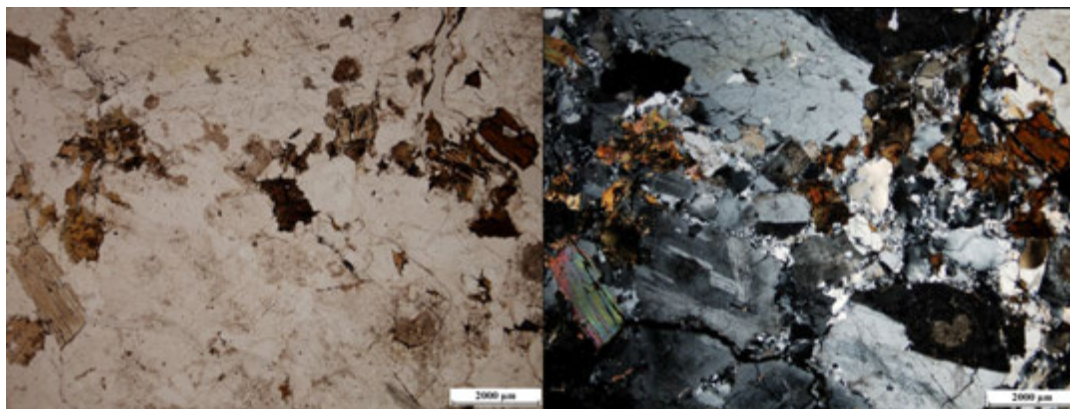
V.60. ábra – Középszemcsés gránit.



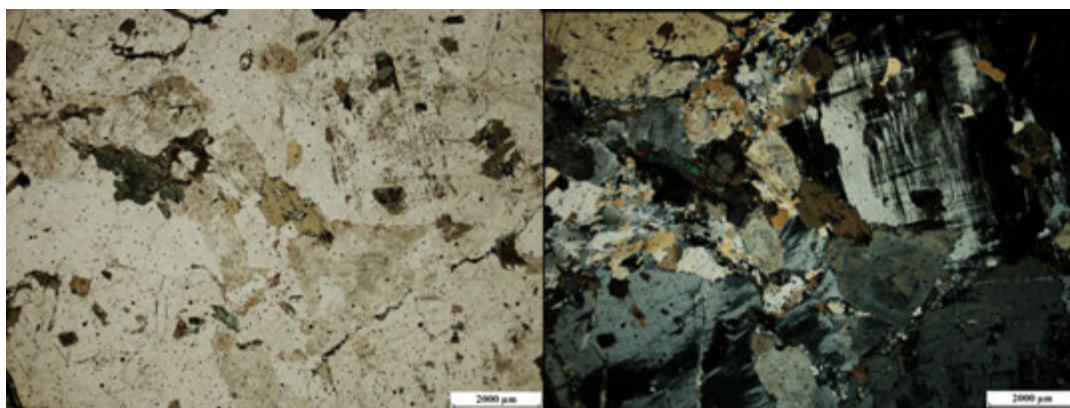
V.61. ábra – Durvaszemcsés gránit (ortoklász, plagioklász, kvarc és biotit)



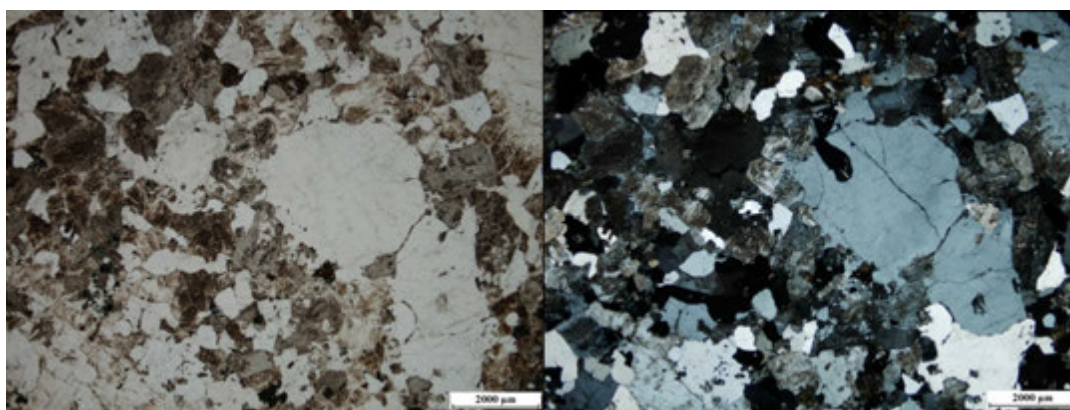
V.62. ábra – Aplitér gránitban (Erdősmecske)



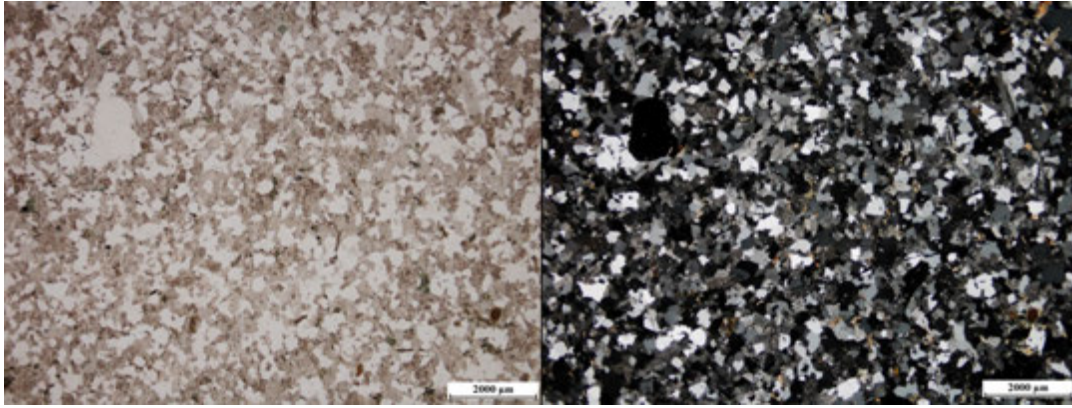
V.63. ábra – Gránit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra). Lelőhely: Mórág



V.64. ábra – Gránit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra). Lelőhely: Erdősmecske



V.65. ábra – Gránit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikolokkal (jobbra). Lelőhely: Rigó-hegy (Velencei-hegység)

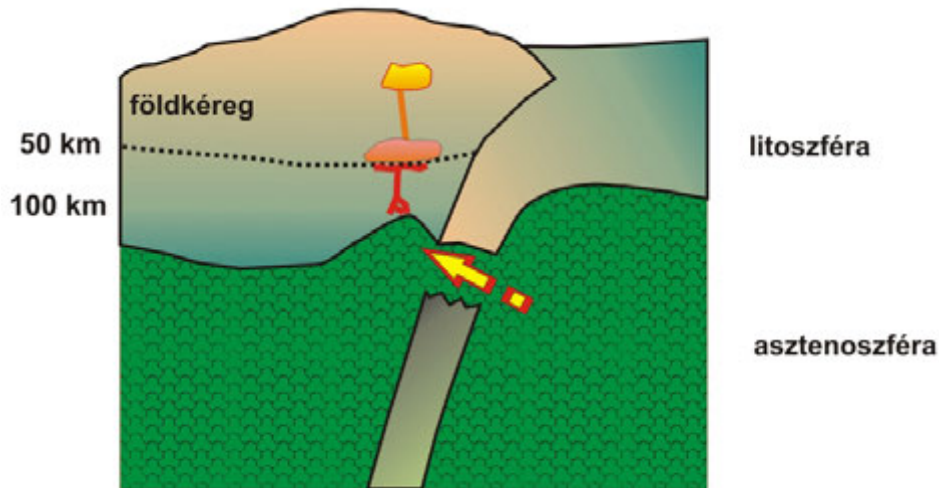


V.66. ábra – Gránitaplit mikroszkópos képe egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra). Lelőhely: Rigó-hegy (Velencei-hegység)

Előfordulás: A gránit tipikusan vastag (40-50 km) kontinentális földkéreggel rendelkező területeken jelenik meg, mint például kollíziós zónákban (Alpok, Himalája) és aktív kontinentális peremek szubdukciós öveiben (Andok, Észak-Amerikai Kordillerák), de alárendelt mennyiségben előfordul akár óceáni hátság területeken is, ahol vagy bazalt újraolvadása során keletkezik vagy a bazaltos magma szélső differenciátuma (ún. plagiogránit vagy leukogránit). Kontinentális rift-területeken jellemzően alkáli gránit alakulhat ki.

A gránitos magma többnyire a kontinentális földkéreg anyagának megolvadása (anatexis) során alakul ki. Vastag kontinentális földkéreg elősegíti ezt a folyamatot, mivel ott a földkéreg alján lévő kőzetek olyan hőmérsékleten vannak, ami megközelíti az olvadáspontjukat. A magmaképződés oka elsősorban földkéreg-eredetű bazaltos magmának a földkéreg alá való rétegződése. A nagy tömegű bazaltos magma hőfluxusa elegendő lehet az anatexis megindulásához. Előfordulhat az is, hogy a hőfluxust a földkéreg alá benyomuló forró asztenoszféra anyag okozza, például sekély mélységben történő szubdukálódó kőzetlemez leválás esetén.

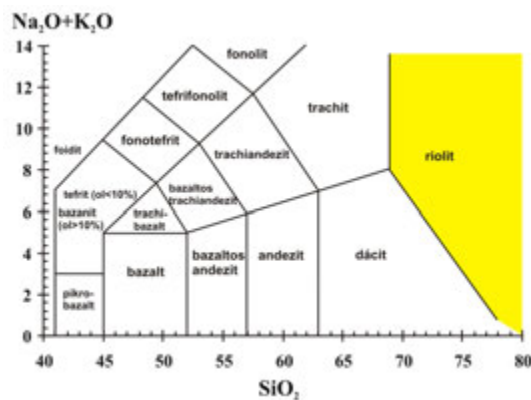
A megemelkedő hőfluxus miatt először a víztartalmú ásványokat (muszkovit, biotit, amfibol) tartalmazó kőzetek olvadnak meg, amelyek olvadáspontja kisebb, mint a környező, száraz kőzeteké. A nagy OH-tartalmú ásványok felbomlása során felszabaduló víz csökkenti a környező kőzetek olvadáspontját is, ami láncreakciószerű, ún. dehidratációs olvadási folyamatot idéz elő. A keletkező olvadék összetétele attól függ, hogy az alsókéregben milyen kőzetek olvadnak meg. Amennyiben mafikus granulitok vagy eklogit olvad meg, akkor I-típusú magma jön létre, amennyiben főleg metaüledékes granulitok olvadása zajlik, akkor Al-ban gazdag, ún. S-típusú olvadék jön létre. A részlegesen olvadt alsókéreg területről folyamatosan emelkednek fel kisebb-nagyobb magmacsomagok a földkéreg sekélyebb mélységébe, ahol egyre gyarapodó, egyre terebélyesedő magmatározó alakul ki. Az elsősorban in-situ kristályosodással változatos összetételű kristálypép együttesek alakulhatnak ki, amelyek olykor kölcsönhatásba is léphetnek egymással. A folyamatos magmautánpótlásnak köszönhetően a nagyobb gránitbatolitok akár 1-2 millió évig is fennállhatnak, egyfajta kristálypép állapotban. Időszakonként bazaltos magmák is bejuthatnak ebbe a szilíciumgazdag rendszerbe, amelyek a nagy hőmérséklet és viszkozitásbeli különbség miatt általában gyors kristályosodással „befagynak” a magmatározóba, kisebb-nagyobb, ún. mafikus zárványokat vagy kőzettesteket alakítva ki. A nyílt rendszerű magmagenetikai folyamatokban (frakcionációs kristályosodás, kéregkontamináció, újratöltődés, magma- és kristálypép keveredés stb.) nagy léptékben erősen heterogén kőzettani megjelenésű mélységi magmás test jöhet létre.



V.67. ábra – Gránitos magma kialakulása kollíziós zónában: A kollíziós front alatt az óceáni kőzetlemez sekély mélységű leválása forró asztenoszféra anyag feláramlását teszi lehetővé. Ez részleges olvadást indíthat el a metaszomatizált litoszféra köpenyben, a bazaltos magma a vastag földkéreg alá nyomul és a megnövekvő hőfluxus olvadást indít el az alsókéregben (anatexis). A folyamatos magmacsomag feláramlás egy heterogén magmatározót hoz létre a földkéreg sekélyebb mélységében.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Mórág, Velencei-hegység, Zalai-medence-Balaton-vonal, Veporidák (Szlovákia)

RIOLIT



Megjelenés: Világos vagy vöröses színű, gyakran sávos (a sávosság többnyire a kőzetüveg összetételbeli, illetve illótartalombeli és krisztallit-tartalombeli különbsége miatt alakul ki) megjelenésű, többnyire porfiroz vulkáni kőzet, több mint 20% kvarccal és a plagioklászokat meghaladó mennyiségű alkáli földpáttal (ortoklász). A mafikus elegyrészeket többnyire biotit, ritkán amfibol és piroxén képviseli. Gyakorik a kőzetüveges változatai, mint például az obszidián, vagy a vízfelvétellel létrejött perlit.

Ásványos elegyrészek:

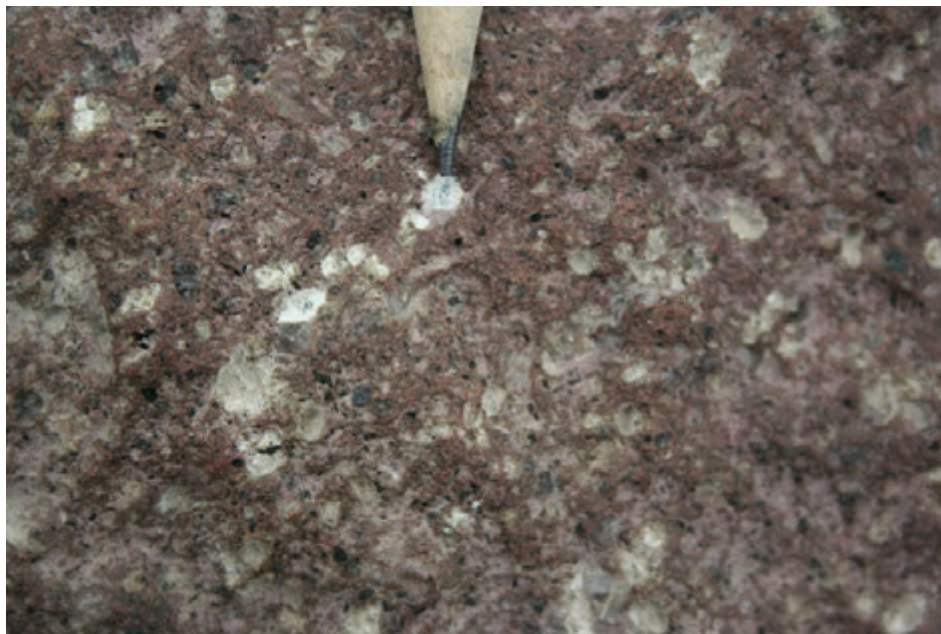
Lényeges elegyrészek: káliföldpát (ortoklász) > Na-gazdag plagioklász, kvarc, biotit, amfibol

Akcesszóriák: cirkon, apatit, magnetit és/vagy ilmenit, piroxén

Másodlagos elegyrészek: szericit, epidot, klorit

Kőzetváltozatok:

- obszián: 1-2% víztartalmú, fekete, kagylós törésű, üvegfényű, uralkodóan riolitos kőzetüvegből álló kőzet
- szurokkő: 6-9% víztartalmú, szurokfényű, szabálytalan törésű, kőzetüveges riolitváltozat
- perlit: 3-5% víztartalmú, a vízfelvétel miatti duzzadás következtében gömbhéjas felépítésű "gyöngyökből" álló, kőzetüveges riolitváltozat
- horzsakő: porózus-likacsos, vékonyfalú hólyagüregekkel jellemzett riolitváltozat, ami lávakőzetekben is kialakulhat
- pantellerit: peralkáli riolitváltozat. Típuslelőhelyén, a Szicíliai-szorosban lévő Pantelleria szigetén anortoklász és szanidin fenokristályos. Kvarc csak ritkán jelenik meg (viszont szilíciumgazdag kőzetüveg alkotja az alapanyagot). Mafikus elegyrészekként alkáli piroxén (egirin), alkáli amfibol (arfvedsonit, ferrichterit), enigmatit jelenik meg benne.
- comendit: alkáli riolitváltozat, a pantellerittől az alacsonyabb vas és magasabb alumínium-tartalom különbözteti meg. Az enyhén kékes színét az arfvedsonit és riebeckit alkáli amfibol kristályok adják.



V.68. ábra – Riolit lávakőzet.



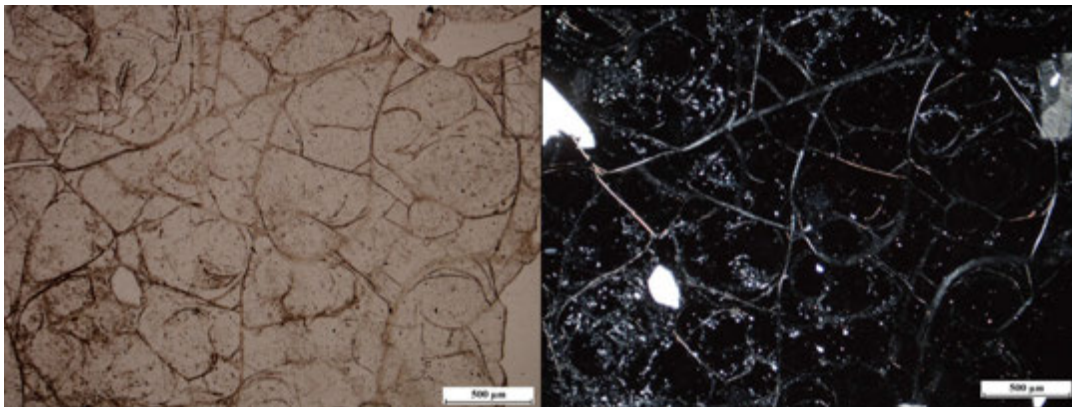
V.69 ábra – Riolitos obszidián



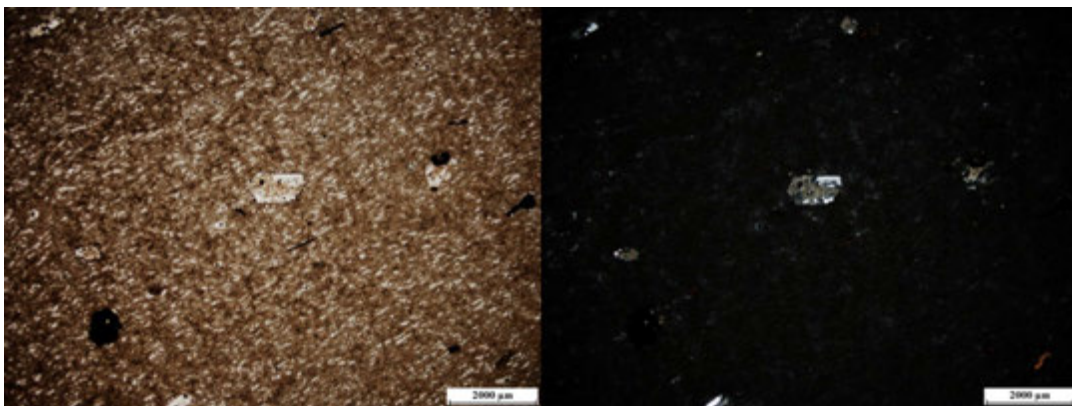
V.70. ábra – Riolit perlit.



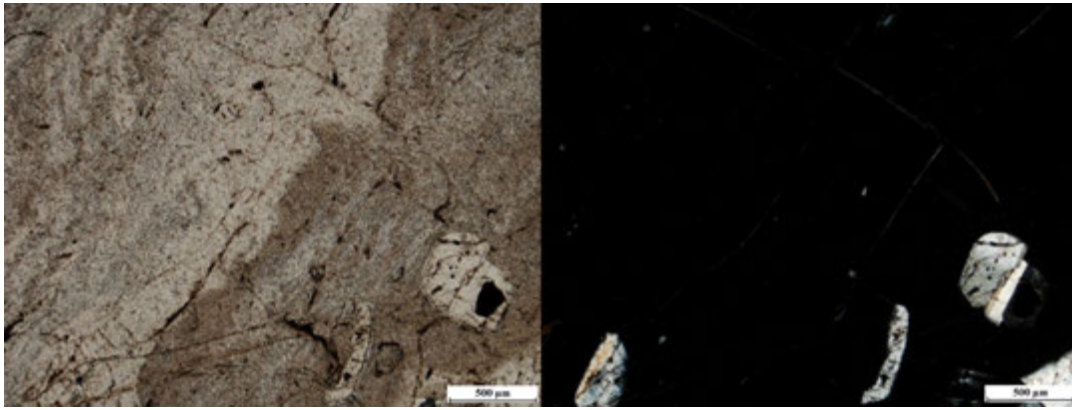
V.71. ábra – Obszidiántörmelékes perlit (Pálháza). (Fotó: Harangi Szabolcs)



V.72. ábra – Riolitos perlit mikroszkópos képe baloldalt egy nikollal, jobbra pedig kereszttezett nikolokkal (Tállya).

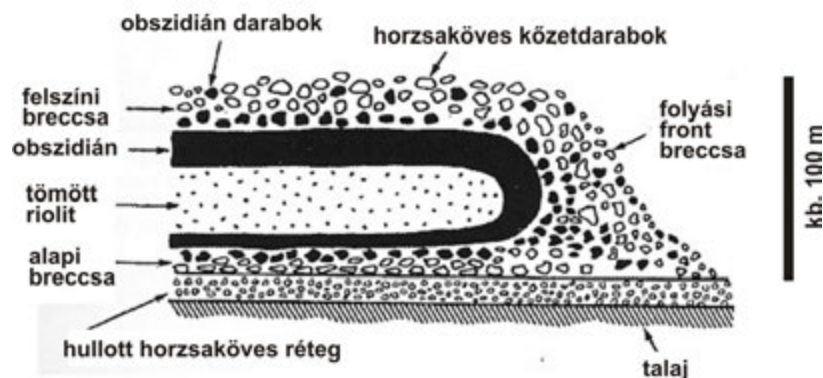


V.73. ábra – Riolit mikroszkópos képe baloldalt egy nikollal, jobbra pedig kereszttezett nikolokkal (Körmöcbánya/Stara Kremnica).



V.74. ábra – Felzites, perlites riolit mikroszkópos képe baloldalt egy nikollal, jobbra pedig keresztezett nikolokkal (Körmöcbánya/Stara Kremnica).

Előfordulás: A riolit jellemzően szubdukciós övek aktív kontinentális perem területein jellemző, de megjelenik kontinentális területeken is, például Nagy Magmás Provinciákhoz kapcsolódóan (pl. Paraná), vélelmezett forró-folt területeken (pl. Snake folyó völgye, Yellowstone, Newberry) és óceáni szigeteken is. A szilíciumgazdag magma kialakulása hasonló módon történik, ahogy azt a gránitok esetében írtuk azzal a különbséggel, hogy a kristálypépes magmatározó fejlődése során a kristálypép összetömörődése révén fejlett szilíciumgazdag maradékolvadék préselődik ki és halmozódik fel a magmatározó felső részén. Ez a kis sűrűségű olvadéklencse már alkalmas lehet vulkáni kitörésre, ami kristályszegény riolitos ignimbriteket eredményez. Később már a kristálygazdag anyag is részt vesz a kitörésben, aminek az eredménye kristálygazdag ignimbrit kialakulása. E robbanásos tevékenységhez helyenként kapcsolódhatnak riolitos lávafolyások is (pl. Yellowstone, Newberry). Az aktív kontinentális lemezszegély területeken a nagy ignimbrit platók mellett kialakulhatnak szilíciumgazdag lávadómokból álló komplexumok, amilyen például a Chile és Argentína határán lévő Laguna del Maule, ami több mint 100 kitörési központból áll. A riolitos lávafolyások heterogén felépítésűek, belső részük kristályos riolit, ami egy obszidiános réteg követ és a külső több méter vastag része jellemzően blokkos felépítésű.



V.75. ábra – Riolit lávafolyás elvi felépítése.



V.76. ábra – Riolitos lávafolyás: Az 1300 éves 1,8 km hosszú és a végén 20 méter vastag oregoni Newberry riolitos obszidián lávafolyásának távlati képe. Fotó: Willie Scott, USGS



V.77. ábra – Az 1912-es alaszakai Novarupta kitörés befejezéseként egy szélesen elnyúló kőzettörmelékes riodácitos lávaledény türemkedett ki, aminek átmérője 275 méter, magassága 75 méter (Fotó: Lilly Clairborne)



V.78. ábra – A riodácitos lávaledény oldalában: figyeljük meg, hogy a lávadóm kisebb-nagyobb kőzetblokkokból áll (Fotó: Lilly Clairborne)

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Mecsek (perm korú), Kőrmöc-Selmec térsége (Közép-Szlovákiai Vulkáni Terület: pl. Kőrmöcbánya/Stara Kremnica, Skalka, Hlinik, Szabó-kövek), Mátra (Gyöngyössolymos), Tokaji-hegység (pl. Pálháza, Cser-hegy, TállyaSkalka,), Vihorlát (Barabás-Kaszonyi-hegy), Kelemen-havasok (Dragoiasa)

V.5. Alkáli telítetlen kőzetek (foiditek)

IJOLIT



Megjelenés: Sötét színű, finom- vagy közepszemcsés alkáli, Si-telítetlen mélységi magmás kőzet, amelyben nagyjából egyenlő mennyiségben fordul elő klinopiroxén (egirinaugit, egirin és Ti-gazdag augit) és nefelin. Emellett tartalmazhat olivint és további földpátpótlókat. Gyakran karbonatitok társaságában jelenik meg. Kémiai összetétel szerint a nefelinit mélységi magmás kőzetváltozata.

Ásványos elegyrészek:

Lényeges elegyrészek: klinopiroxén (egirinaugit, egirin és Ti-gazdag augit), nefelin

Akcesszóriák: olivin, flogopit, leucit, cirkon, apatit, magnetit és/vagy ilmenit, karbonátásványok, gránát (melanit)

Másodlagos elegyrészek: szericit, epidot, klorit

Kőzetváltozatok:

- jacopirangit: piroxén-gazdag ijolitváltozat



V.79. ábra – Ijolit karbonatittal (Fuerteventura, Kanári-szigetek; fotó: Harangi Szabolcs).

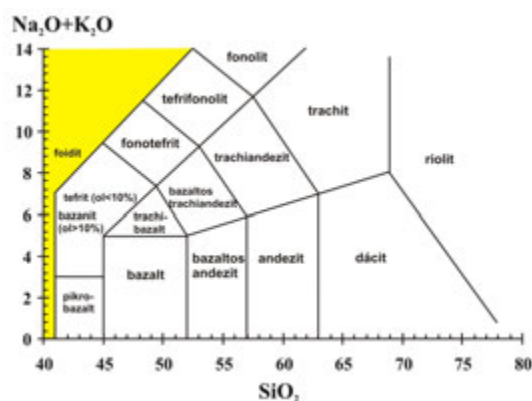


V.80. ábra – Ijolit karbonatittal (Fuerteventura, Kanári-szigetek; fotó: Harangi Szabolcs).

Előfordulás: Jellemzően kontinentális rift területeken vagy óceáni szigeteken fordul elő, többnyire karbonatit intrúziókkal.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: nem ismert

NEFELINIT, LEUCITIT, MELILITIT



Megjelenés: Sötét színű, sötétszürke, többnyire afiros vulkáni kőzetek, amelyekben az uralkodó földpátpótló (nefelin, leucit vagy melilit) mellett olivin, klinopiroxén és flogopit fenokristályok jelenhetnek meg. A földpátpótlók szintén megjelenhetnek fenokristályként (pl. Olaszország). Földpátot nem, vagy csak alárendelt mennyiségben tartalmaz.

Ásványos elegyrészek:

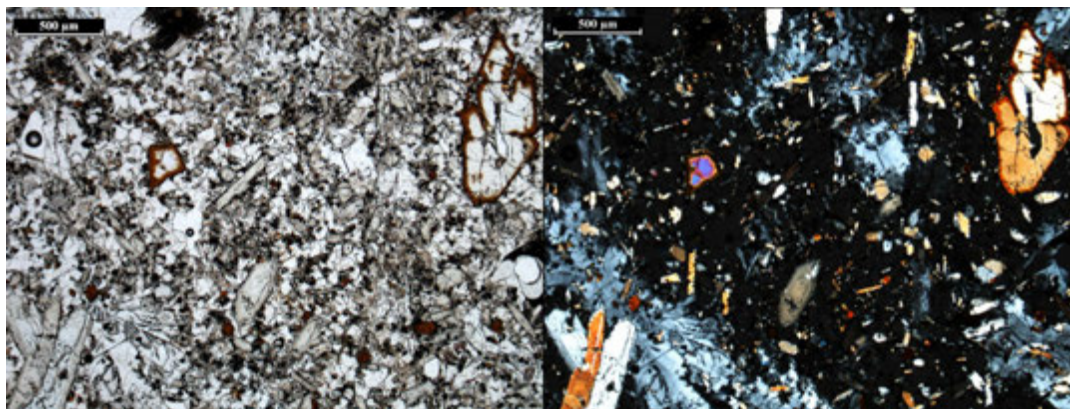
Lényeges elegyrészek: olivin, klinopiroxén, földpátpótló (nefelin, leucit, melilit)

Akcesszóriák: cirkon, apatit, magnetit és/vagy ilmenit, analcím, karbonátásványok, perovszkit, szodalit

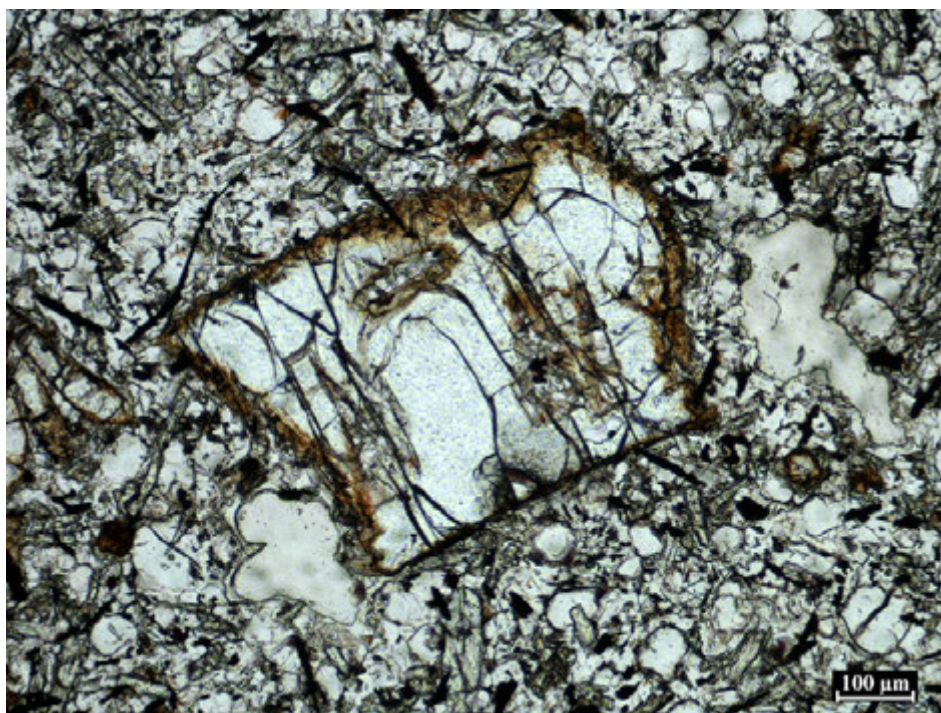
Másodlagos elegyrészek: analcím, szericit, klorit



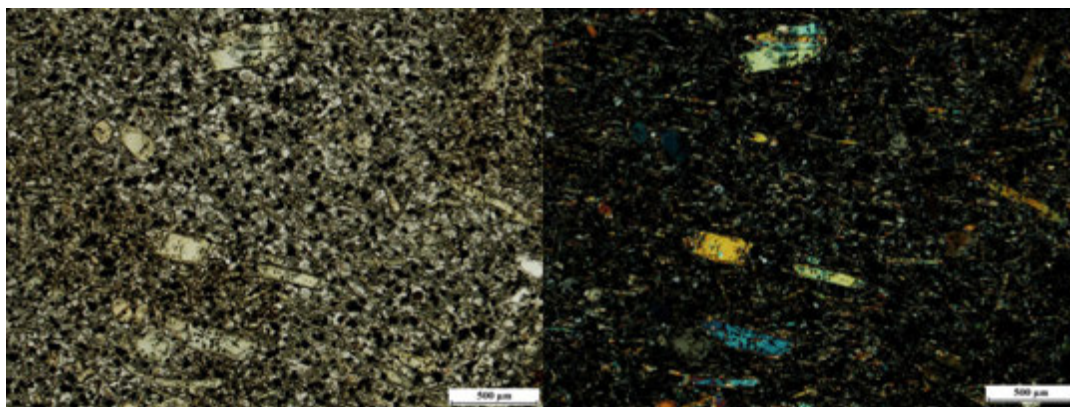
V.81. ábra – Olivin-leucitit (Bár).



V.82. ábra – Olivin-leucitit mikroszkópos képe baloldalt egy nikollal, jobbra pedig keresztezett nikollokkal (Bár).



V.83. ábra – Olivin-leucitit mikroszkópos képe egy nikollal: iddingzitesedett olivin fenokristály leucitos alanyagban (Bár).



V.84. ábra – Nefelinit mikroszkópos képe baloldalt egy nikollal, jobbra pedig keresztezett nikollokkal (Stradner Kogel, Stájer-medence).

Előfordulás: A nefelinit és melilitit jellemzően kontinentális rift területeken vagy óceáni szigeteken fordul elő, olykor karbonattal társulva (pl. Ol Doinyo Lengai, Tanzánia). A leucitit kontinentális rift területek és óceáni szigetek mellett megjelenhet szubdukciós zónákban is (pl. Sunda-ív). A leucitit gyakori az ún. Római Magmás Provincia (Közép-Olaszország) területén. Előfordul még a spanyol Calatrava alkáli bazaltos területén, az Eifelben, a Dinári térségben (Devaje, Visoca; Szerbia) és Anatóliában (Afyon, Trabzon, Ahar; Törökország). Melilitit a Kanári-szigetek mellett a Rajna-árok területén található. A nefelinit és melilitit magma kis mértékű parciális olvadással jön létre a felső földképenben és többnyire lényeges differenciáció nélkül ér a felszínre. A karbonátos anyag nem oldódó elkülönülésével karbonatit magma válhat ki belőle. A leucitites magma szintén kis mértékű részleges olvadással jön létre, azonban többnyire a K-gazdag fluidumokkal metasomatizált litoszféra földképen anyag megolvadásával alakul ki.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Stradner Kogel (Stájer-medence; nefelinit); Bár (olivin-leucitit)

V.6. Ritka-, speciális- illetve régen használt magmás kőzetnevek

Alaskit: Alkáliföldpátgránit, világos színű, a színes elegyrészek mennyisége csekély, 0-10 tf% között van (M=0-10), vagyis elsősorban kvarcból és alkáli földpátokból (ortoklász, mikroklin, albit) áll.

Banait: Granodiorit változat, átmenet a kvarcdiorit és a monzodiorit között. Lényeges elegyrészei: zónás plagioklász, kevés kvarc, biotit, amfibol, augit. Kis intrúziók formájában jelenik meg a Kárpát-Balkán vonulatban, a róla elnevezett "Banait-öv"-ben, felső kréta korú.

Boninit: Mg-gazdag andezit változat, amelyben fenokristályként elsősorban nagy mennyiségű olivin és bronzit található. Az alapanyag üveges, sok apró kristállyal-kristálykezdeménnyel. Földpát csak nagyon kis mennyiségben, az alapanyagban fordul elő.

Diabáz: Átalakult dolerit, mikrogabbró illetve bazalt. Az eredeti plagioklász saussuritesedett vagy albitosodott, az augit amfibollá vagy klorittá, az olivin szerpentinásványokká alakult át. Zöldes árnyalatú, ofitos-szubofitos szövetű kőzet. Új neve: metadolerit, metamikrogabbró vagy metabazalt.

Dolerit: Szubvulkáni nivóban, dike-okban, szillekben kikristályosodott, bázisos összetételű magmás kőzet. Középszemcsés, ofitos-intergranuláris, a gyorsan lehűlő változatok porfíros szövetűek. Új neve: mikrogabbró. Lényeges elegyrészei: plagioklász (labradorit-bytownit) és augit, ezenkívül kevés ércásvány (titanomagnetit), Egyes változatai olivint is tartalmazhatnak nagy mennyiségben (olivindolerit).

Essexit: Alkálimonzogabbró - alkálimonzodiorit változat. Lényeges elegyrészei: plagioklász (labradorit, esetleg andezin), kevés alkáli földpát, nefelin esetleg szodalit és analcim; a színes elegyrészek közül sok augit, kevés alkáliamfibol és biotit, esetleg olivin. Gyakran sok titanitot is tartalmaz.

Fergusit: Foidolit változat ($K > Na$), a mafikus elegyrészek mennyisége 30-70%. Lényeges elegyrészei: pszeudoleucit, egirin-egirinaugit, augit-diopszid.

Hibinit: Eudialit (Zr-szorosilikát) tartalmú foyait változat, a színes elegyrész mennyisége viszonylag kevés (egirin és alkáli amfibol). Típuselőfordulása a Kola-félszigeten van.

Italit: Foidolit változat ($K > Na$), a mafikus elegyrészek mennyisége kevesebb, mint 30%. Lényeges elegyrészei: pszeudoleucit, egirin-egirinaugit, augit-diopszid.

Keratofir: Neutrális vulkáni kőzet. Fenokristályként albitot tartalmaz; az alapanyag albitból, mikropertitből, biotitből, kloritből, epidotból és karbonátból áll. Metavulkanit, az alkáliföldpátrachit csoportba tartozik.

Komatit: Nagyrészt archaikumi ultrabázisos-melabázisos összetételű, nagy hőmérsékleten kikristályosodott vulkáni kőzet. Ásványos összetétele: olivin (megakristályok és vázkristályokból álló aggregátumok), piroxén (apró tük az alapanyagban), devitifikálódott kőzetűveg. Jellemző a spinifex szövet (közel párhuzamosan álló olivin tük-lemezek kötegei).

Kvarckeratofir: Savanyú vulkáni kőzet. Fenokristályként albitot és esetenként kvarcot tartalmaz; az alapanyag albitból, kvarcból, mikropertitből, biotitből, kloritből, epidotból és karbonátból áll. Metavulkanit, az alkáliföldpátriolit csoportba tartozik.

Kvarceporfir: Riolitos összetételű, afanitos kőzet kvarc és ortoklász fenokristályokkal üveges alapanyagban.

Kvarceporfirrit: Dácitos összetételű, afanitos kőzet, kvarc és plagioklász fenokristályokkal üveges alapanyagban.

Larvikit: Alkáliszenit változat. Lényeges elegyrészei: Na-tartalmú ortoklász és/vagy mikroclin, lehet benne kevés plagioklász, nagyon kevés nefelin vagy kvarc. Csak kevés színes elegyrészt (Ti-augit, lepidomelán [Fe-dús biotit], barkevikit, esetleg vasgazdag olivin) tartalmaz. A földpátok részaránya eléri a 80-90%-ot.

Limburgit: Bázisos összetételű vulkáni kőzet, fenokristályként olivin, Ti-augit és Fe-oxid ásványok fordulnak elő benne. Az alapanyag alkáliákban gazdag kőzetüveg.

Lujavrit: Foyait változat. Lényeges elegyrészei: pertites alkáliföldpát vagy elkülönülten mikroclin és albit, azonkívül nefelin, egirin, kevés alkáli amfibol (arfvedsonit). Járulékosan sok eudialit (Zr-szoroszilikát) és lamprofillit (Na-Sr-Ti-nezosilikát) lehet benne. Típuselőfordulása a Kola-félszigeten van.

Lusitanit: Alkáliszenit-alkáliföldpátszenit változat. Lényeges elegyrészei: ortoklász és/vagy mikroclin, albit, kevés kvarc vagy földpátpótló (nefelin vagy szodalit), alkálipiroxén (egirin), alkáliamfibol (riebeckit), lepidomelán. A színes elegyrészek mennyisége 45-75%.

Malignit: Foyait változat, a mafikus elegyrészek mennyisége 35-65%. Lényeges elegyrészei: ortoklász, nefelin, alkálipiroxén (egirinaugit), esetleg alkáliamfibol és biotit.

Melafir: Mandulaköves-hólyagüreges szövetű átalakult bazalt-metabazalt.

Melteigit: Foidolit változat (Na>>K), a mafikus elegyrészek mennyisége több, mint 70%. Ásványos összetétele: nefelin, kankrinit, egirin-egirinaugit, augit-diopszid, biotit, melanit, perovszkit, titanit, Fe-Ti oxidok, wollastonit, apatit, kalcit.

Missourit: Foidolit változat (K>Na), a mafikus elegyrészek mennyisége több, mint 70%. Lényeges elegyrészei: pszeudoleucit, esetleg kevés analcim, egirin-egirinaugit, augit-diopszid, olivin, biotit.

Nordmarkit: Átmeneti kőzettípus az alkáli szenit és az alkáli gránit között. Lényeges elegyrészei: ortoklász és/vagy mikroclin, esetleg albit, kevés kvarc; a színes elegyrészek közül alkálipiroxén, alkáliamfibol (leggyakrabban katoforit), esetleg biotit. Képződése táblás területek extenziós tektonikájához kapcsolódik. A szintelen elegyrészek mennyisége eléri a 80%-ot. Legtípusosabb előfordulása az Oslói-árokban van.

Ortofir: Trachitos összetételű, idős porfirok kőzet, káliföldpát (szanidin) fenokristályokkal, káliföldpát dús alapanyagban.

Plagiogránit (trondjemit): Káliumban szegény, leukokrata tonalit változat. Lényeges elegyrészei: oligoklász-andezin kb. 70%, kvarc 20-25%, biotit, (amfibol). Leggyakrabban óceáni hátságokon képződik, vagyis ofiolitokban, elsősorban dike-ok formájában található.

Porfirrit: Andezites-dioritos összetételű, idős porfirok kőzet, kvarcot nem tartalmaz.

Pulaskit: Átmeneti kőzettípus az alkáliszenit és a foyait között. Lényeges elegyrészei: ortoklász és/vagy mikroclin, kevés nefelin (esetleg szodalit, ami gyakran analcimmá alakul), alkálipiroxén, alkáliamfibol (leggyakrabban arfvedsonit), lepidomelán, fayalit. Leukokrata kőzet.

Rapakivi gránit: Olyan gránit, amelyben nagyméretű (3 cm-nél nagyobb) káliföldpátok fordulnak elő, és ezeket keskeny oligoklász-andezin koszorú övezi. A kvarc és a káliföldpát is két generációs képződésű. A fentiek mellett amfibolt és fluoritot is tartalmaz. Prekambriumi korú.

Shonkinit: Foyait változat a mafikus elegyrészek mennyisége 65%-nál több. Lényeges elegyrészei: alkáliföldpát (ortoklász, mikroclin, esetleg albit), kevés nefelin, sok augit, kevés olivin, biotit.

Spilit: Bázisos összetételű vulkáni kőzet, a pillow-lávák anyaga. Fő elegyrészei az albit és a klorit. Az albit a plagioklász, a klorit a színes elegyrészek és a kőzetüveg átalakulása révén képződött. Gyakran tartalmaz epidotot, pumpellyitot, prehnitet, karbonátokat, hematitot, esetenként hidrogrosszulárt. Szöveve variolitos (esetenként szferolitos jellegű), gyakran mandulaköves.

Teschenit: Alkálígabbró változat. Ásványos összetétele hasonlít a theralitéhoz, azzal a különbséggel, hogy a nefelint teljes egészében analcim helyettesíti.

Theralit: Alkálígabbró változat. Lényeges elegyrészei: plagioklász (labradorit), nefelin, augit, lehet benne alkáliamfibrol, biotit, olivin. A nefelint részben analcim illetve zeolitok helyettesíthetik.

Urtit: Foidolit változat ($\text{Na} \gg \text{K}$), a mafikus elegyrészek mennyisége kevesebb, mint 30%. Ásványos összetétele megegyezik az ijolitével és a melteigitével, de a nefelin mennyisége még több.

VI. fejezet - Magmás kőzetek a Kárpát-Pannon térségben

A Kárpát-Pannon térség bővelkedik magmás kőzetekben. Ezen a területen szinte minden fontosabb magmás kőzettípus előfordul peridotitoktól kezdve, a leucitittől a szilíciumgazdag kőzetekig, gránitig és riolitig, a bazalttól a fonolitig. A paleozoikumban és mezozoikumban keletkezett, a lemeztectonikai rekonstrukciókban fontos szerepet játszó magmás kőzetek mellett kiemelt fontosságúak az elmúlt 20 millió évben zajlott vulkanizmushoz kapcsolódó képződmények. Mindezek e térséget egyedülálló természeti laboratóriummá teszik, ahol a geodinamikai folyamatok és a magmás folyamatok kölcsönhatása részletekbe menően vizsgálható, ahol a vulkáni képződmények és formák jól feltártságban tanulmányozhatók. Az alábbi fejezetben ezt a különleges magmás kőzettani értéket mutatjuk be, segítséget adva arra is, hogy az egyes területeken milyen jellemző kőzettípus fordul elő.

VI.1. Ultrabázisos kőzetek

PERIDOTIT CSOPORT

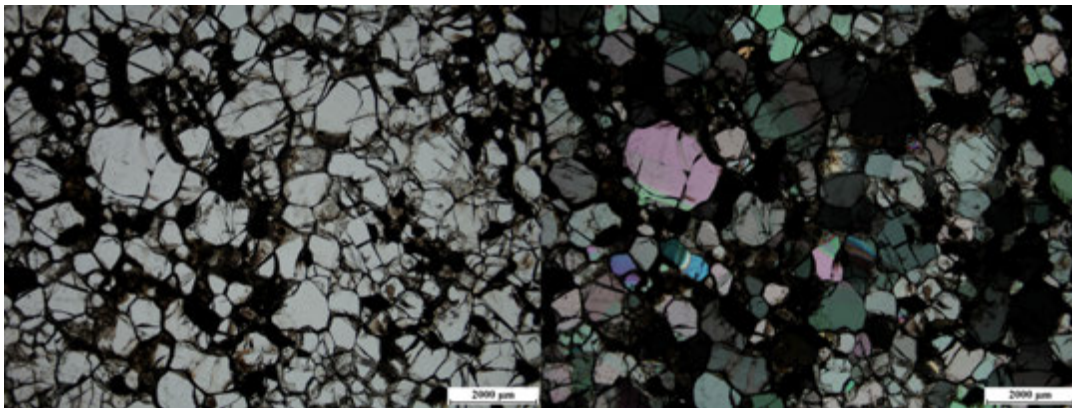
Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Bazaltokban kőzetzárványként Kapfenstein, Tobaj, Gércse, Bondoró, Füzes, Szentbékálla, Szigliget; Maskófalva-Maskova, Fülel-Filakovo-Kercsiktető, Medves-Eresztvény és Magyarbánya, Nagy-Salgó, Bagókö, Bárna-Nagykö és Kiskő; Hidegkút (Gruiu), Nádas-völgy/Trestia és Berek (Barc; Persány-hegység) lelőhelyeken, illetve későkréta lamprofirokban (pl. Alcsútdoboz fúrás, Villányi-hegység). Kumulátum eredetű az ún. „ércperidotit” Szarvaskő közelében.



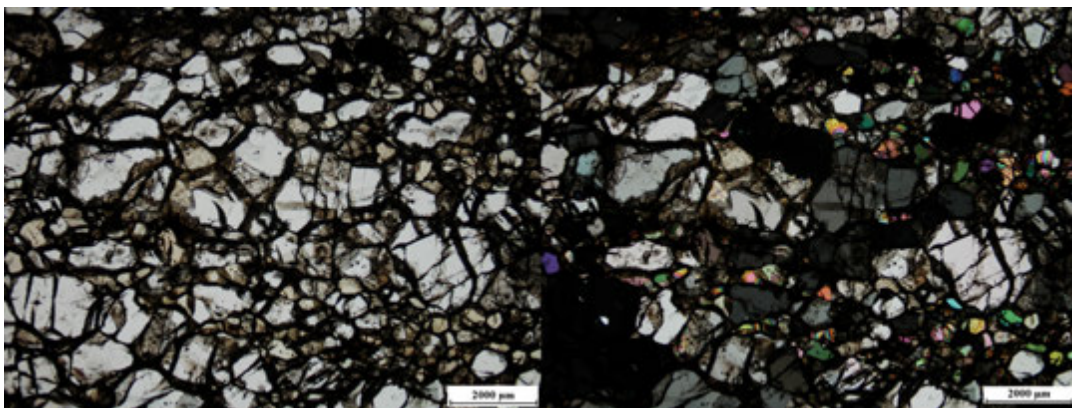
VI.1. ábra – Peridotitok megjelenése a Kárpát-Pannon térségben: Balra néhány centiméter átmérőjű peridotit kőzetzárványok a szentbékállai piroklasztitban. Jobbra kerekített 15 cm nagyságú peridotit bomba a bondorói salakkúpon (fotók: Harangi Szabolcs)



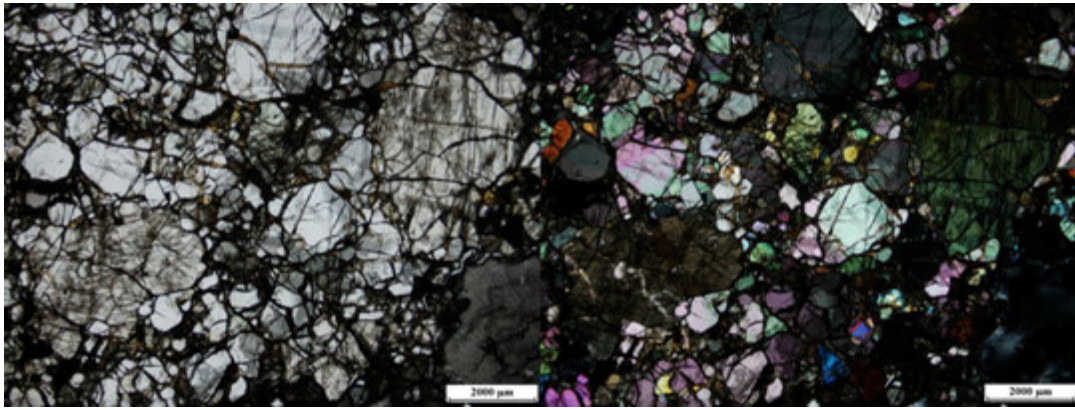
VI.2. ábra – Peridotitok megjelenése a Kárpát-Pannon térségben: Balra peridotit kőzetzárvány orsóbombában (Füzes-tó), jobbra szögletes, 5 cm nagyságú peridotit kőzetzárvány lávakőzetben (Mátéfalva, Mateias; Persány-hegység) (fotók: Harangi Szabolcs)



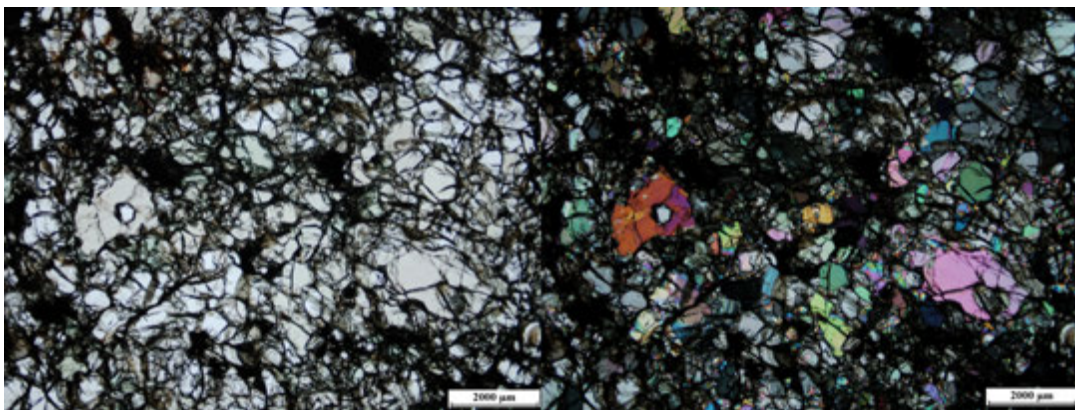
VI.3. ábra – Dunit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Fülekkovácsi/Fil'akovské Kovače, Nógrád-Gömör; Szlovákia). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



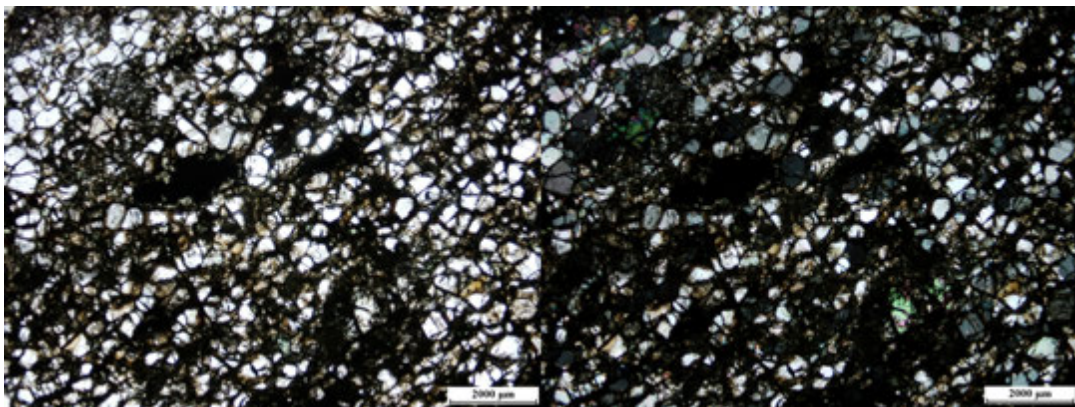
VI.4. ábra – Harzburgit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Füzes-tó). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



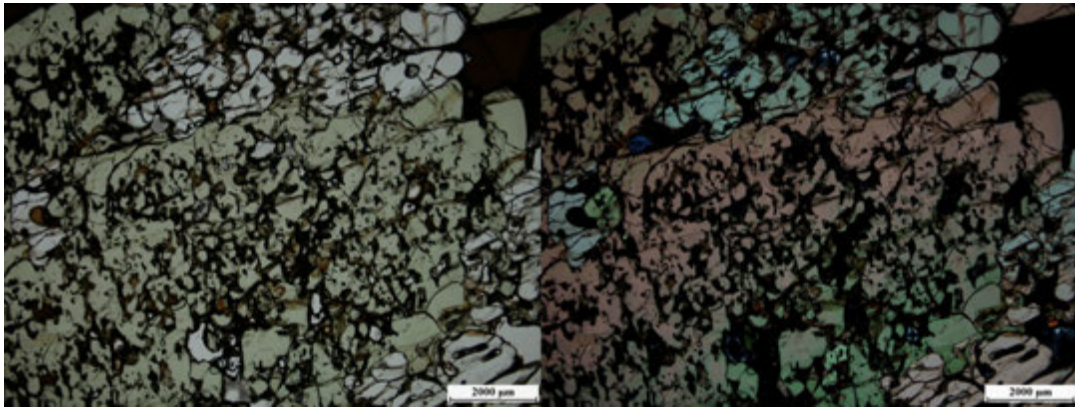
VI.4. ábra – Protogranuláris lherzolit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Maskófalva/Mašková, Nógrád-Gömör, Szlovákia). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.5. ábra – Poikilites lherzolit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Eresztvény). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



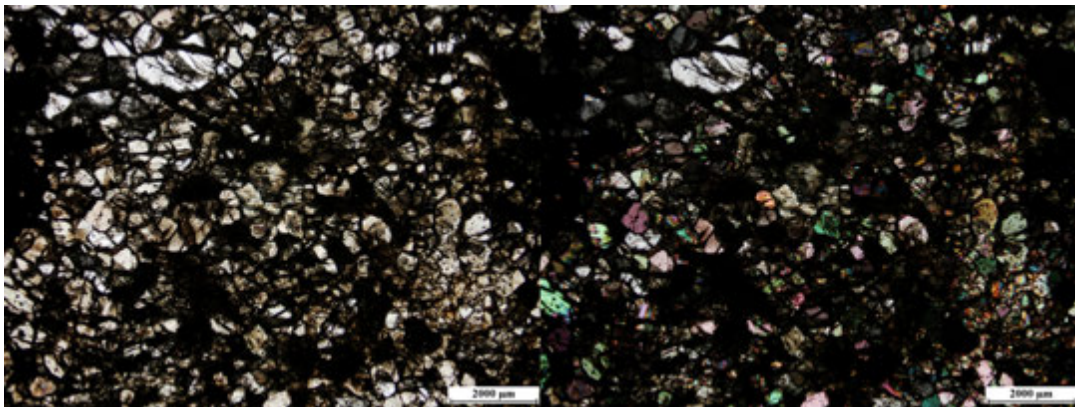
VI.6. ábra – Porfiroklasztos lherzolit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Fülekkovácsi/Fil'akovské Kovače, Nógrád-Gömör, Szlovákia). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



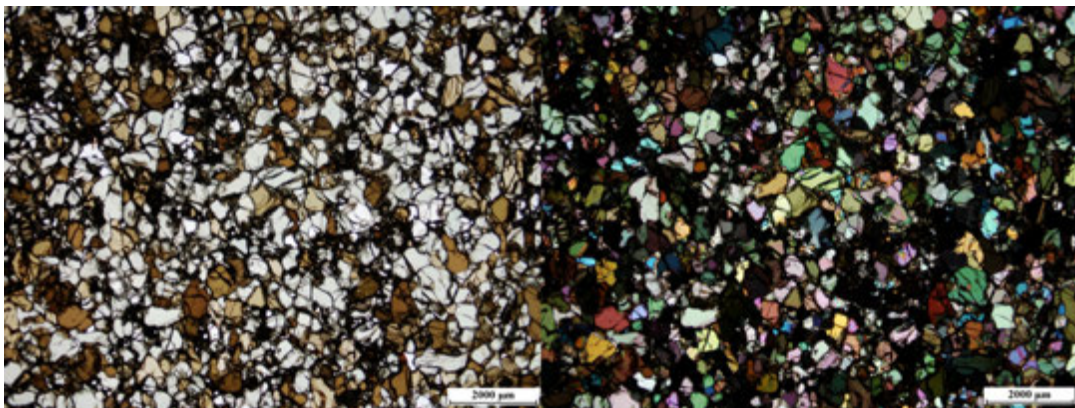
VI.7. ábra – Wherlit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Nádas/Trestia, Erdély, Románia). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

PIROXENIT CSOPORT

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: általában peridotit kőzetzárványok mellett, pl. Tobaj, Bondoró, Szentbékállá, Maskófalva-Maskova, Fülek-Filakovo-Kercsiktető, Medves-Eresztvény és Magyarbánya, Nagy-Salgó, Bagókő, Bárna-Nagykő és Kiskő; Nádas-völgy/Trestia (Persány-hegység), illetve későkréta lamprofitokban (pl. Alcsútdoboz fúrás, Villányi-hegység)



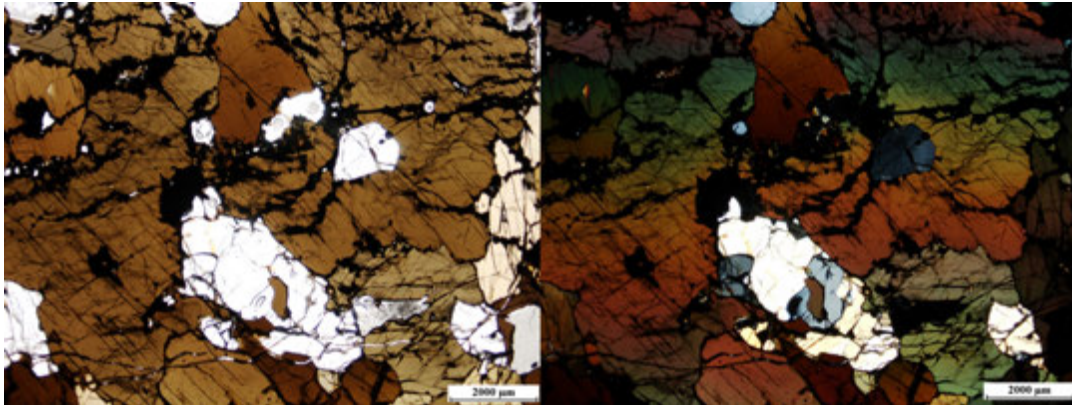
VI.8. ábra – Olivin ortopiroxénit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Füzes-tó). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



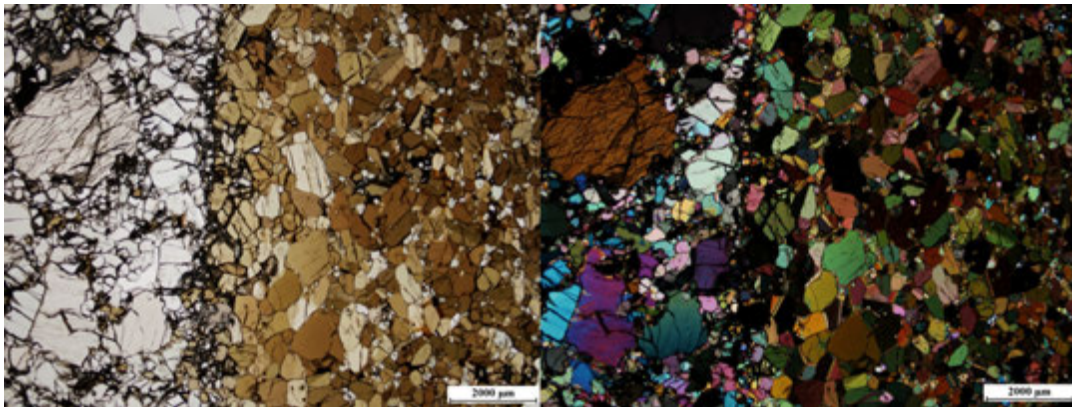
VI.9. ábra – Hipidiomorf szemcsés hornblende klinopyroxenit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Nádas/Trestia, Erdély, Románia). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

HORNBLENDIT-CSOPORT

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Szarvaskő (DNY-Bükk), Nádas-völgy/Trestia (Persány-hegység)



VI.10. ábra – Apatitos hornblendit xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Nádas/Trestia, Erdély, Románia). Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.11. ábra – Összetett (lherzolit+hornblendit) xenolit jellegzetes mikroszkópi képe (Nádas/Trestia, Erdély, Románia). Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.

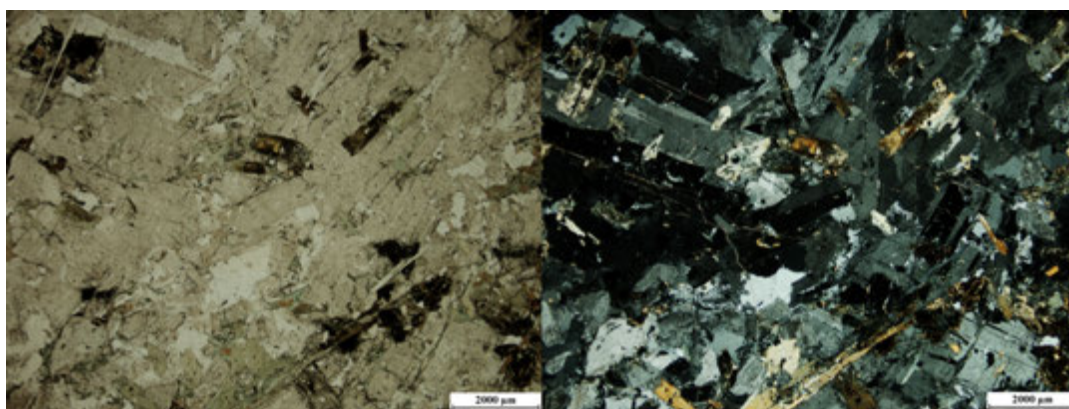
VI.2. Bázisos kőzetek

GABBRÓ

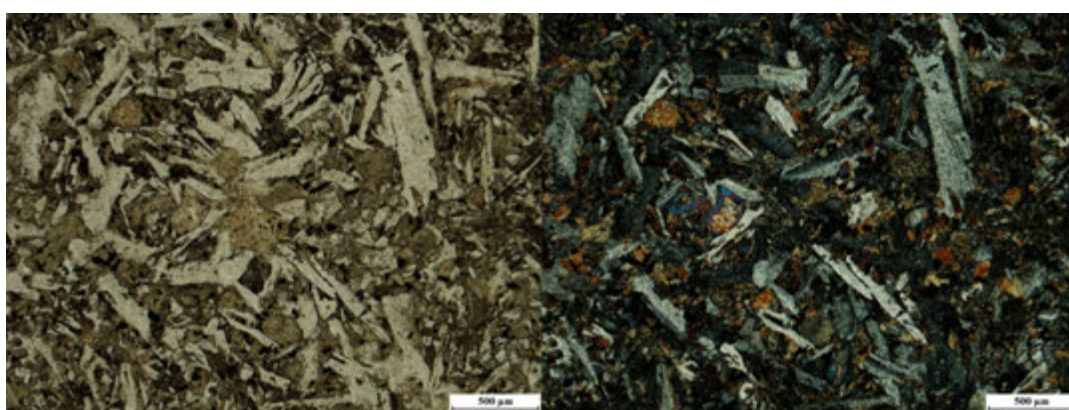
Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Tardosi és Tóbérci kőfejtők (DNY-Bükk, Szarvaskő közelében; alsójura korú), Darnó-hegy fúrások (triász korú), Maros-völgy ofiolitok (Erdélyi-érchegység; jura korú).



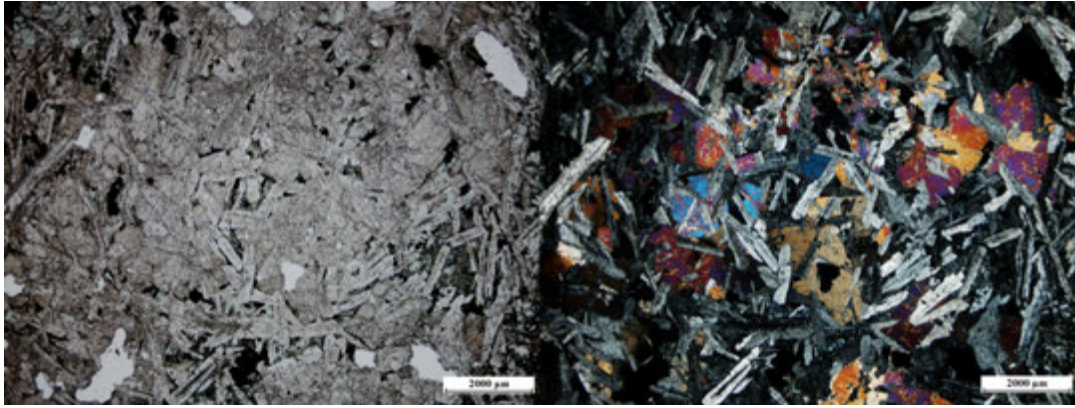
VI.12. ábra – A Szarvaskőhöz közeli Tardosi-kőfejtő jellegzetes gabbró kőzete (kor: alsójura)



VI.13. ábra – Gabbró jellegzetes mikroszkópi képe (Tardosi-kőfejtő). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



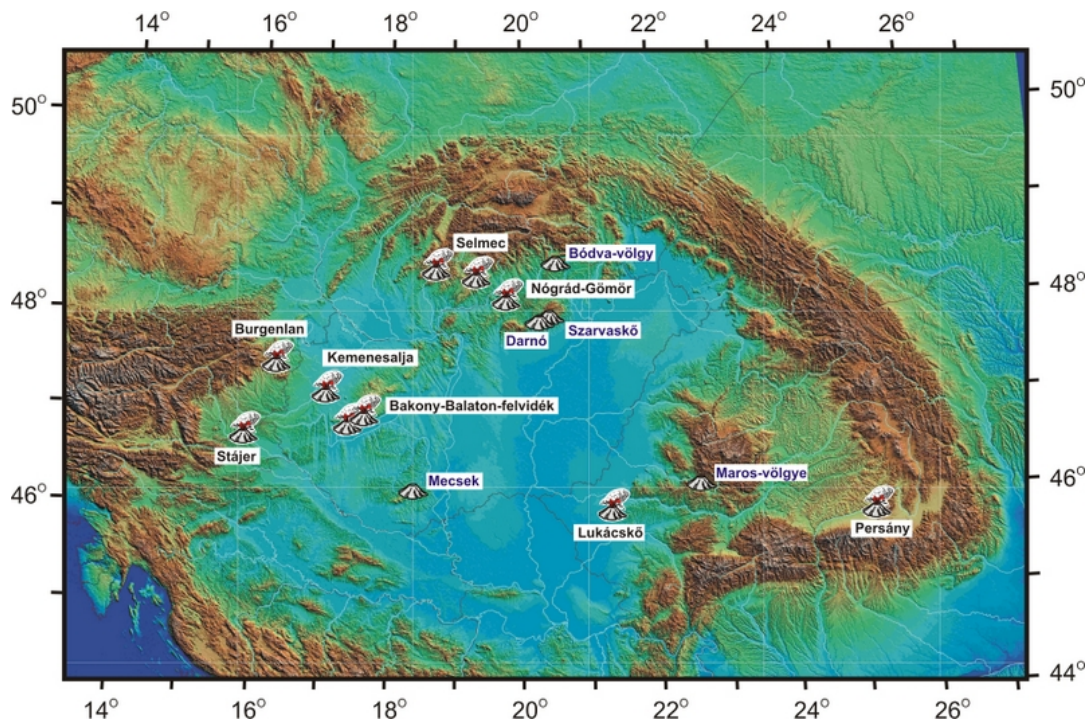
VI.14. ábra – Szubofitos mikrogabbró jellegzetes mikroszkópi képe (Tardosi-kőfejtő). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.15. ábra – Szubofitos szövetű mikrogabbró jellegzetes mikroszkópi képe (Darnó-hegy). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

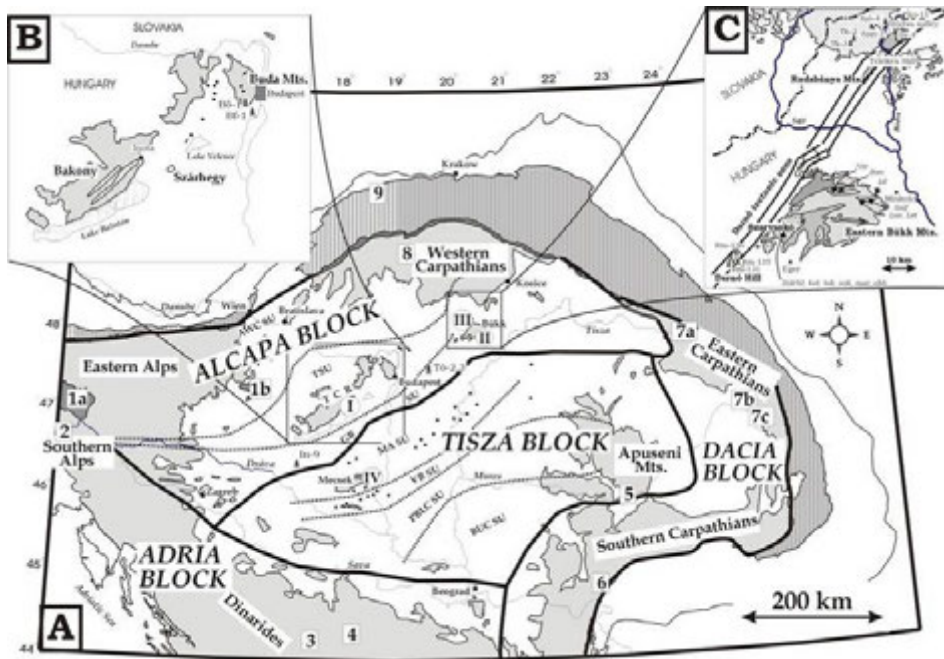
BAZALT s.l.

Lelőhelyek a Kárpát-Pannon térségben: Darnó-hegy fűrészek és Bódva-völgy (triász és jura korú); Szarvaskő (alsójura korú); Maros-völgye (Erdélyi-érchegység; jura korú); Keleti-Mecsek és Alföld alatt (alsókréta korú); miocén-kvarter alkáli bazalt vulkáni mezők: Stájer-medence (4.9-1.9 millió év), Burgenland (11.5-11.0 millió év), Kemenesalja (5.5-4.5 millió év), Bakony-Balaton-felvidék (7.9-2.6 millió év), Nógrád-Gömör (7-0.4 millió év), Selmec (7 és 100 ezer év), Persány (1.2-0.6 millió év). Mészalkáli bazaltok: Vlchi vrch, Ziar nad Hronom (Közép-Szlovákiai vulkáni terület; 9-10 millió év), Sárospatak fűrés (9 millió év)



VI.16. ábra – Bazaltok előfordulásai a Kárpát-Pannon térségben. A kitörés nélküli vulkánok a mezozoikumi bazalt leelőhelyeket jelzik, a kitörő vulkán jelek pedig a miocén-kvarter alkáli bazalt vulkáni mezőket mutatják.

Mezozoikumi bazaltok:



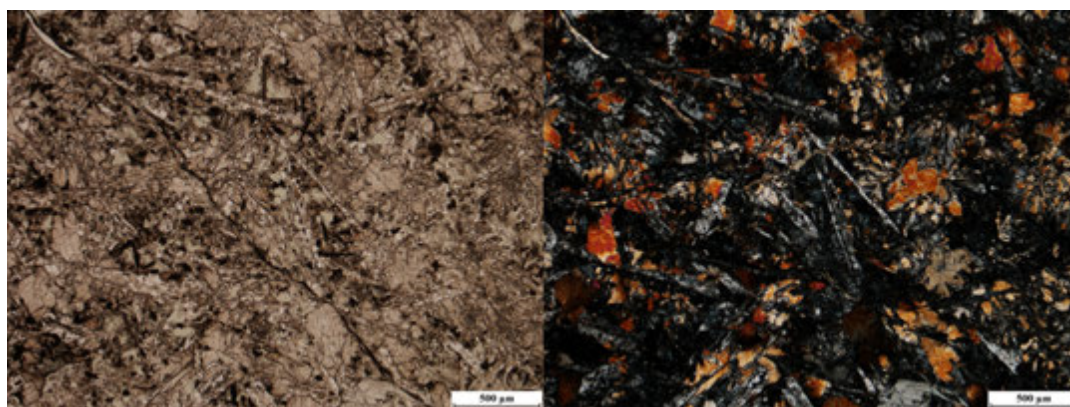
VI.17. ábra – Mezozoikumi vulkáni kőzetek előfordulása a Kárpát-Pannon térségben (Harangi et al. 1996, *Int. Geol. Rev. alapján*). A C ábrán a Darnó és Bódva-völgy térségében triász és júra vulkáni kőzeteket (főleg gabbró és bazalt) harántolt fúrások elhelyezkedése látható.



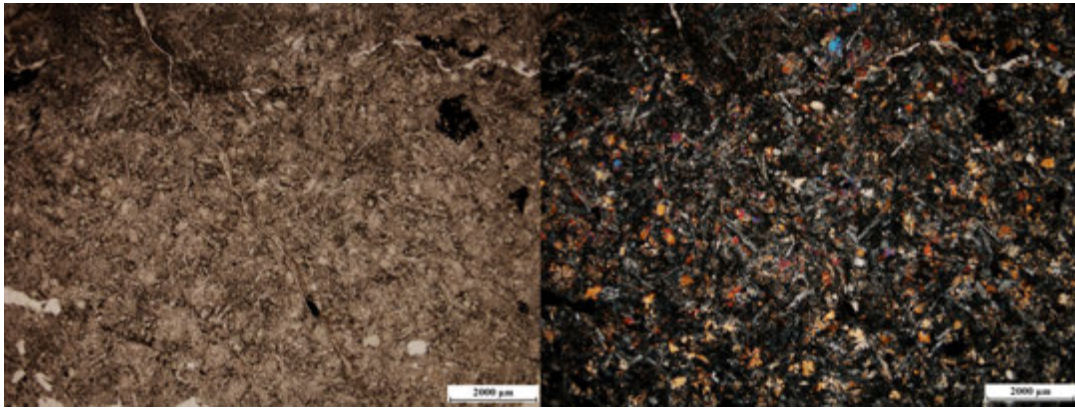
VI.18. ábra – Párnaláva (júra korú) Szarvaskő közelében.



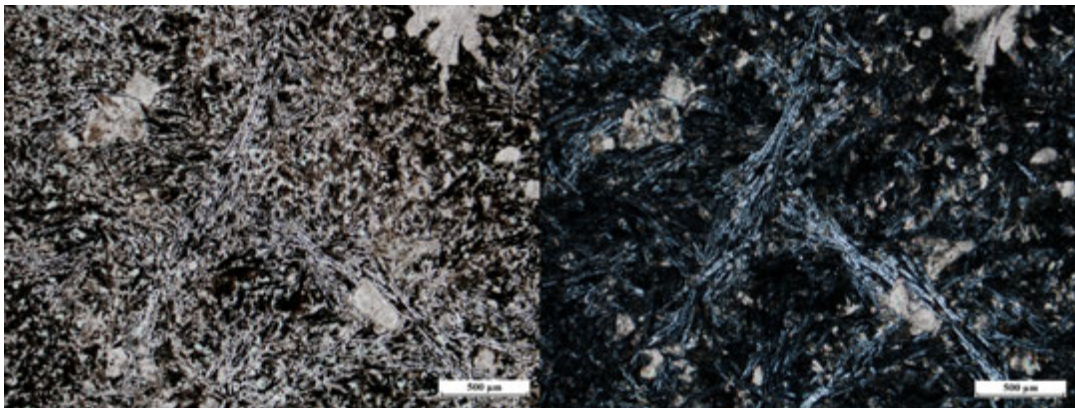
VI.19. ábra – Párnaláva közeli képe (jura korú) Szarvaskő közelében.



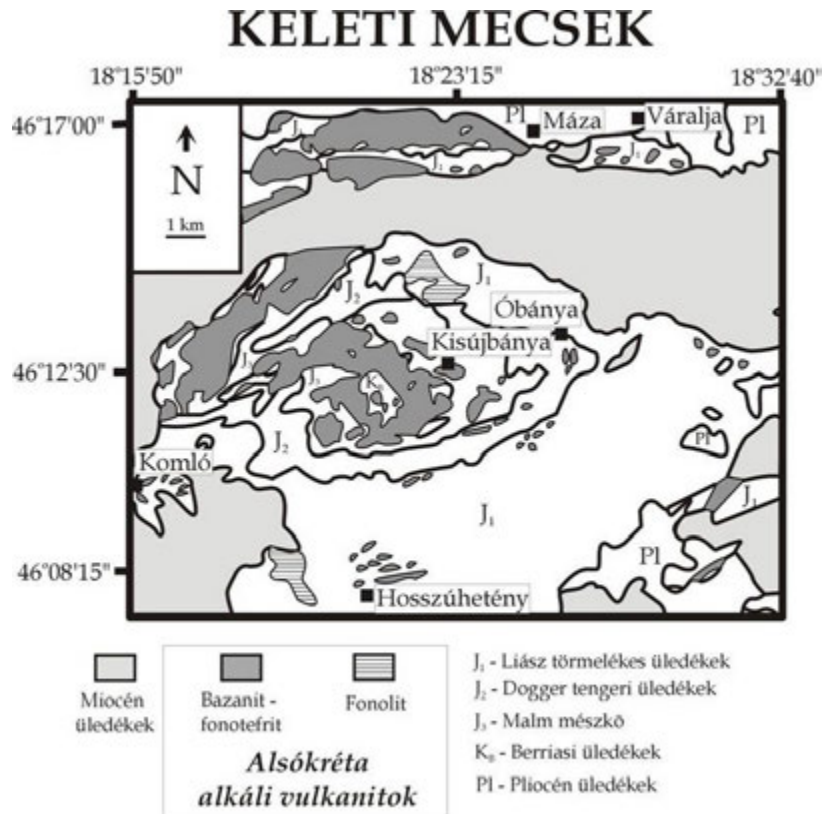
VI.20. ábra – A szarvaskői bazalt párnaláva kőzet jellegzetes mikroszkópos képe. Az afiros kőzetben tűs plagioklászok és klinopiroxén kristályok figyelhetők meg. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



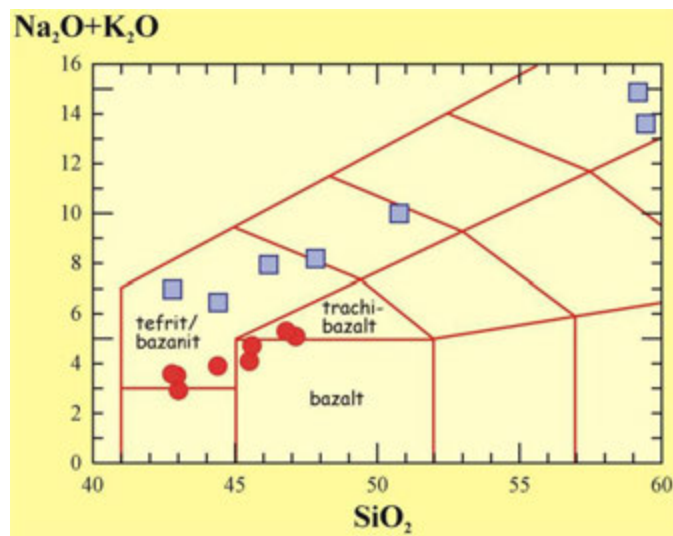
VI.21. ábra – A szarvaskői bazalt párnaláva kőzet jellegzetes mikroszkópos képe. Az afiros kőzetben tús plagioklászok és klinopiroxén kristályok figyelhetők meg. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.22. ábra – Variolitos szövetű víz alatti lávafolyásból származó bazalt (Darnó-hegy, fúrás) Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



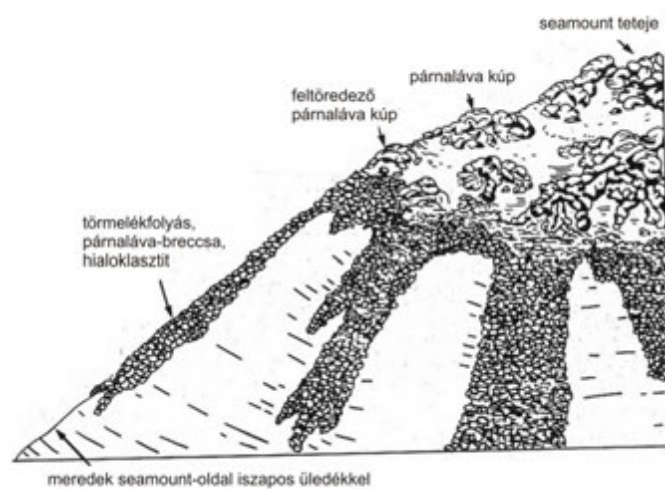
VI.23. ábra – Alsókréta vulkáni képződmények elhelyezkedése a Keleti-Mecsekben (Harangi, 1994, Lithos nyomán)



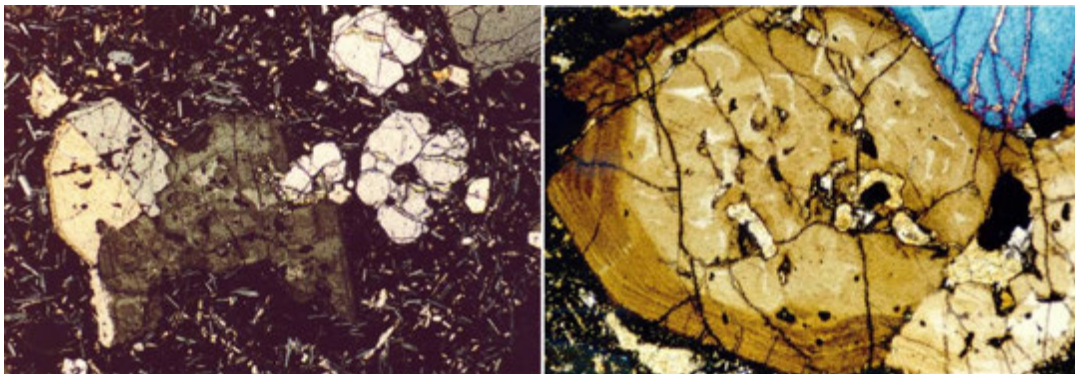
VI.24. ábra – A Keleti-Mecsek alsókréta vulkáni képződményeinek osztályozása a TAS diagramon (Harangi, 1994, Lithos nyomán)



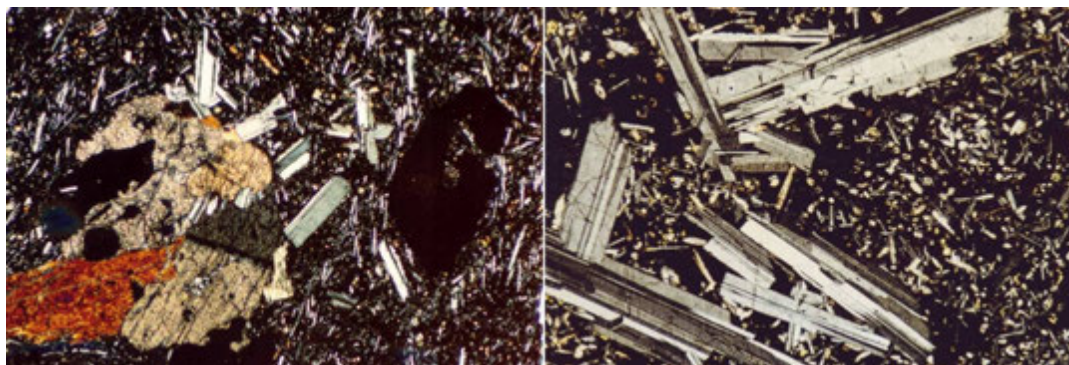
VI.25. ábra – Párnaláva részlet a Singödörben és lávabreccsa a Márévári-völgyben (Keleti-Mecsek)



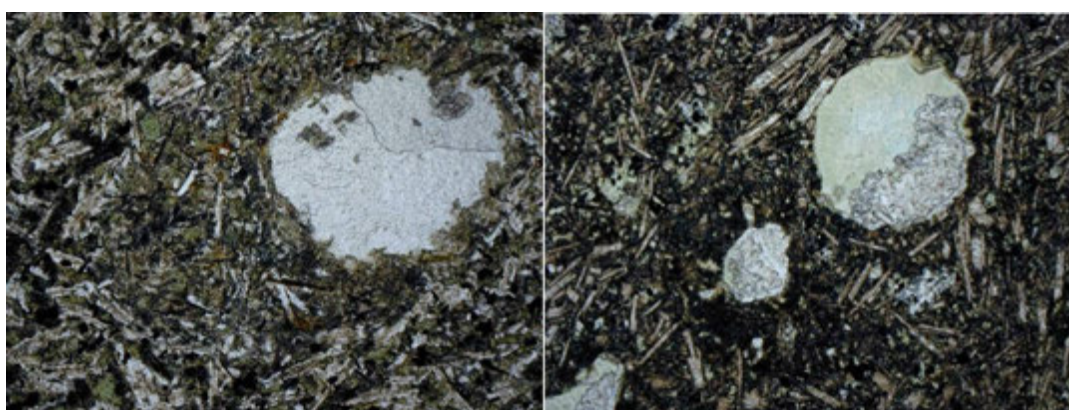
VI.26. ábra – A Keleti-Mecsek tenger alatti lávaképződményeinek keletkezésbeli rekonstruálása.



VI.27. ábra – A mecseki alsókréta alkáli bazaltok jellemző mikroszkópos megjelenése. Nagy méretű, sokszor komplex zónás klinopiroxén fenokristályok és kisebb olivin kristályok ankaramitban. Keresztezett nikolos képek. A képek alsó oldalának hossza 2,99 mm

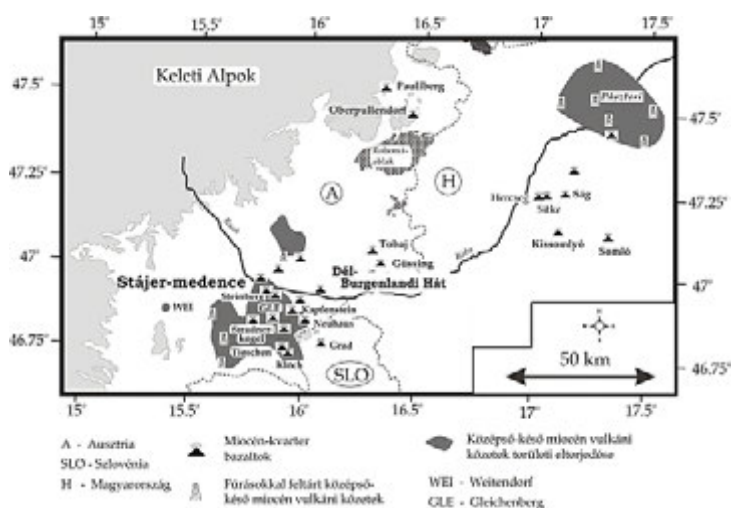


VI.28. ábra – A mecseki alsókréta alkáli bazaltok jellemző mikroszkópos megjelenése klinopiroxén fenokristály mellett nagy méretű ilmenit mikrofenokristály a baloldali képen, plagioklász fenokristályok fejlettebb bazaltban a jobboldali képen. Keresztezett nikolos képek. A képek alsó oldalának hossza 2,99 mm



VI.29. ábra – Jellemző karbonátos üregkitöltések és körülötte megjelenő ilmenit-gazdag reakciózóna a mecseki alkáli bazaltokban. Ez nikolos képek. A képek alsó oldalának hossza 2,99 mm

Miocén-kvarter bazaltok – Stájer-medence és Burgenland (1.7-3 illetve 11 millió éves):



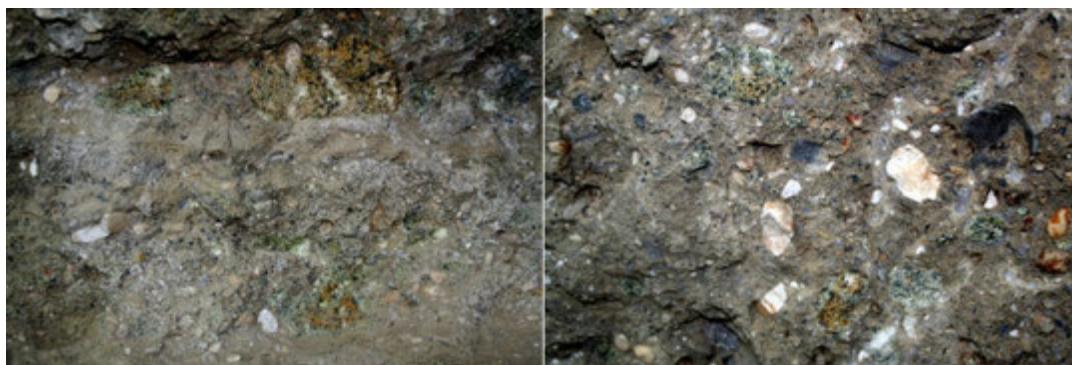
VI.30. ábra – Miocén-kvarter bazaltok, miocén káli-gazdag vulkanitok és a Pásztori vulkán elhelyezkedése a Pannon-medence nyugati részén (Harangi, 2001, Acta Vulcanologica alapján)



VI.31. ábra – Klöch: bazalt kőbánya (Fotók: Harangi Szabolcs)



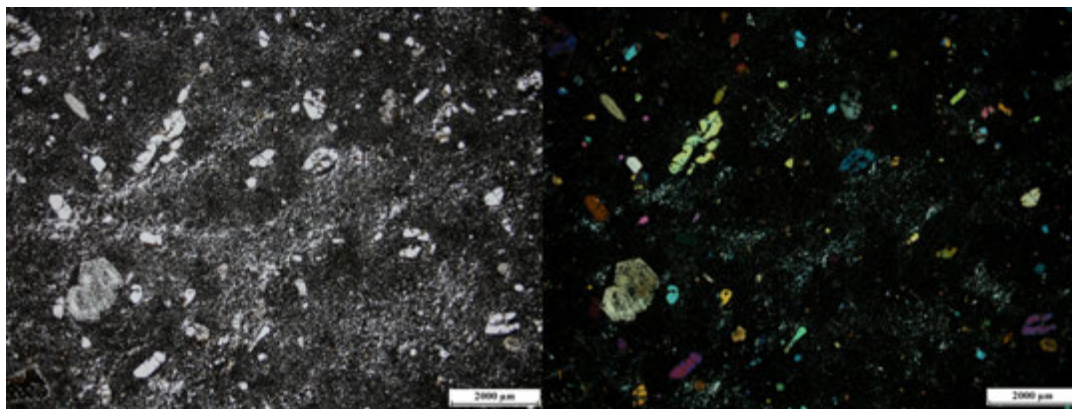
VI.32. ábra – Balra Kapfenstein, jobbra Riegersburg maar vulkánjainak eróziós maradványa (Fotók: Harangi Szabolcs)



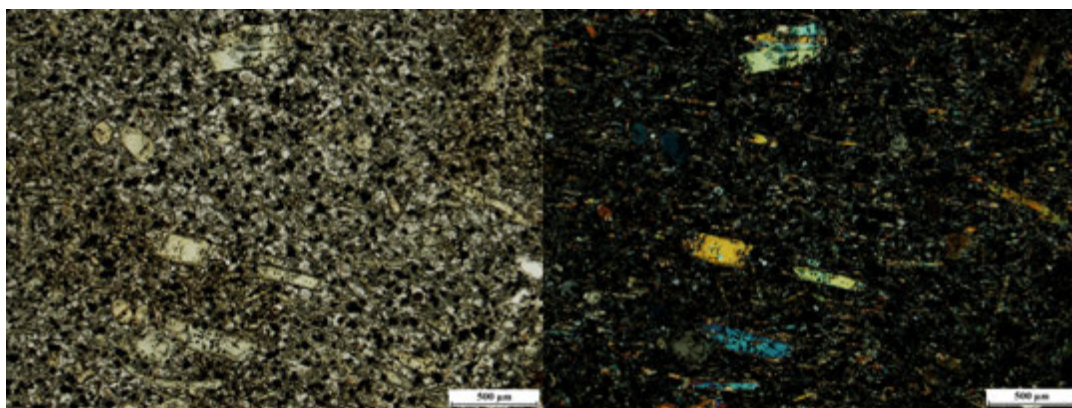
VI.32. ábra – A kapfensteini maar litoklasztban gazdag piroklasztitja (Fotók: Harangi Szabolcs)



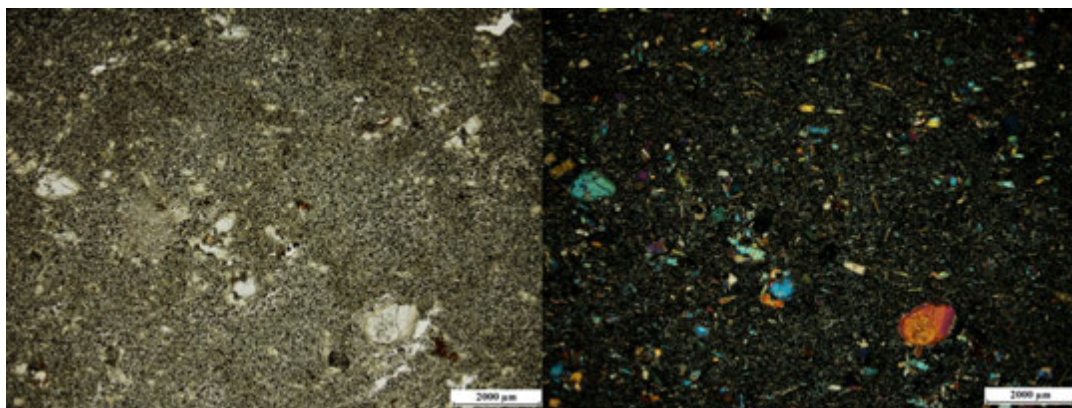
VI.33. ábra – A riegersburgi maar litoklasztban gazdag piroklasztitja (Fotók: Harangi Szabolcs)



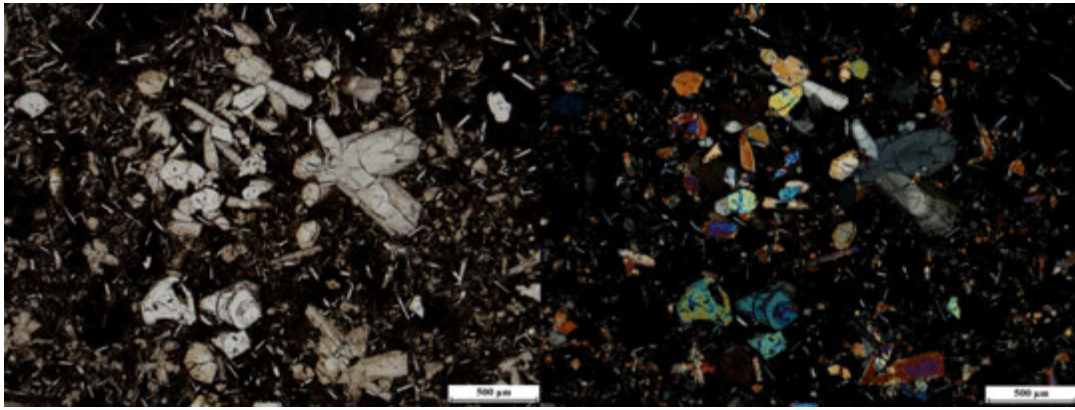
VI.34. ábra – A klöchi bazalt jellemző mikroszkópos képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



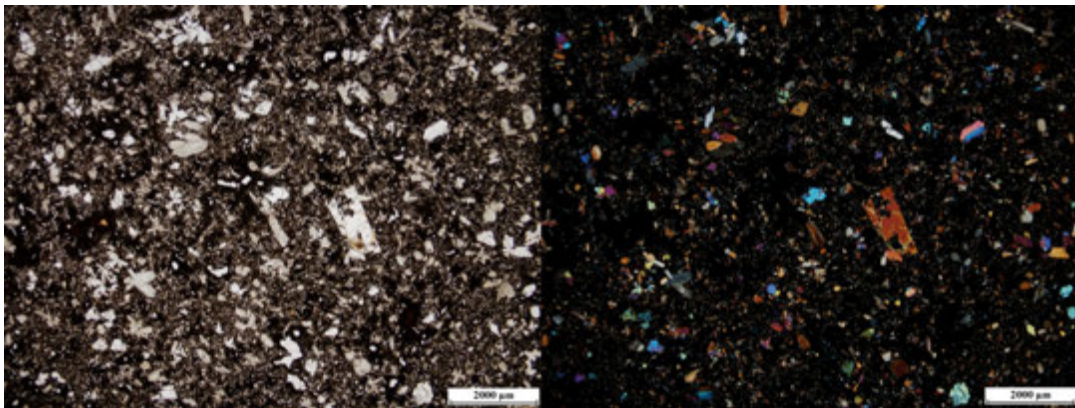
VI.35. ábra – A stradner kogeli aőiros nefelinit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



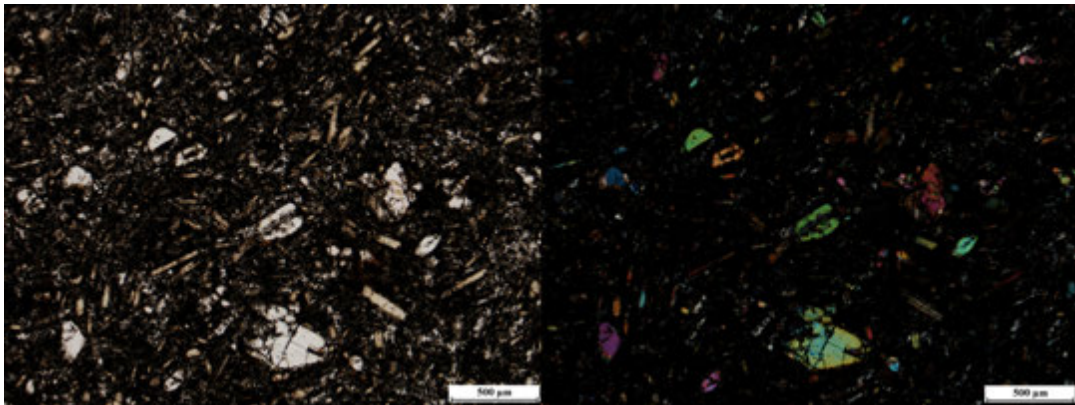
VI.36. ábra – A stradner kogeli aőiros nefelinit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



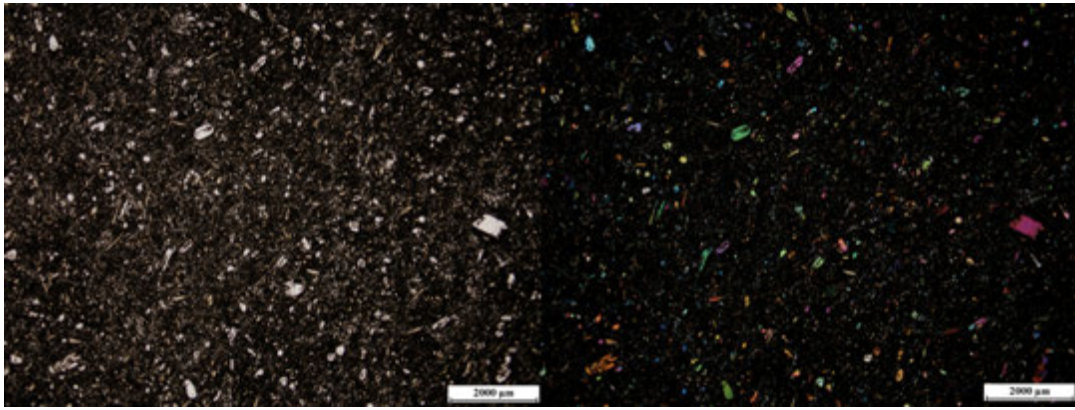
VI.37. ábra – A steinbergi bazanit jellegzetes mikroszkópi képe. A fenokristályok fele olivin, fele klinopiroxén, főként nagyobb nagyítás mellett látható a kumuloporfíros szövet. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.38. ábra – A steinbergi bazanit jellegzetes mikroszkópi képe. A fenokristályok fele olivin, fele klinopiroxén, főként nagyobb nagyítás mellett látható a kumuloporfíros szövet. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

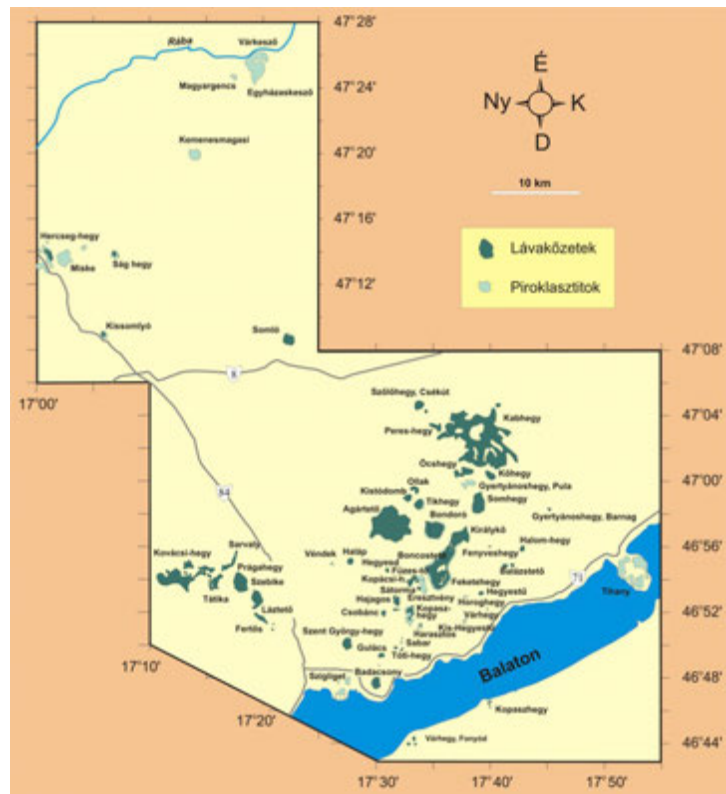


VI.39. ábra – A pálhegyi (Pauliberg), olivin-fíros bazanit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.40. ábra – A páálhegyi (Pauliberg) , olivin-firos bazanit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztvezett nikolos kép.

Miocén-kvarter bazaltok – Kemenesalja és Bakony-Balaton-fevidék (2.5-8 millió éves):



VI.41. ábra – A Kemenesalja és Bakony-Balaton-felvidék vulkáni mezők a kitérés központokkal.



VI.42. ábra –Kemenesalja bazaltvulkánjai: a Ság-hegy és a Kissomlyó (fotók: Harangi Szabolcs)



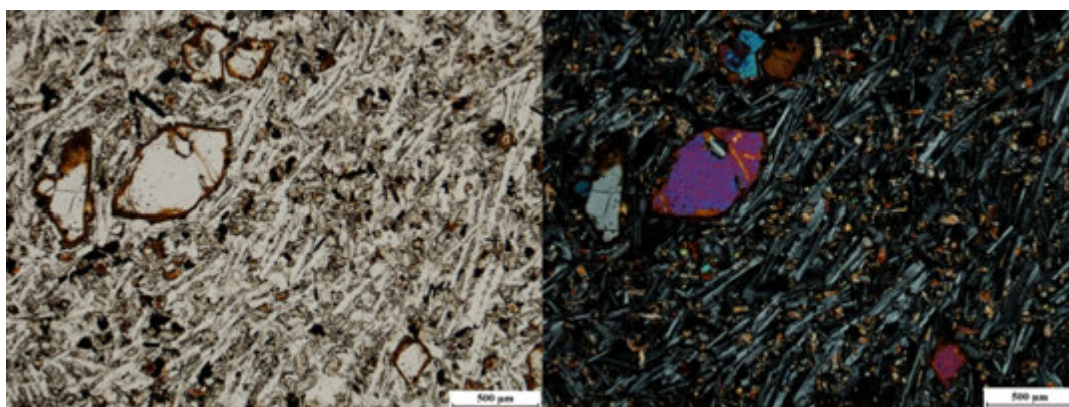
VI.43. ábra –Kemenesalja bazaltvulkánjai: a Ság-hegy egyik kürtőkitöltő bazaltja és a freatomagmás kitérősekkel keletkezett piroklasztit rétegsor (fotók: Harangi Szabolcs).



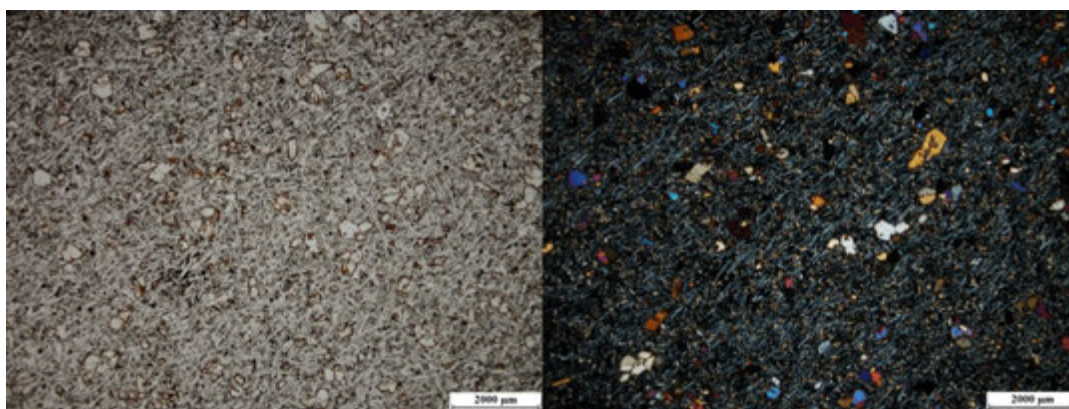
VI.44. ábra –Kemenesalja bazaltvulkánjai: a Ság-hegy egyik salakkúja kürtőkitöltő bazalttal és hawaii-típusú lávaszökőkút kitéréssel keletkezett piroklasztit (fotók: Harangi Szabolcs)



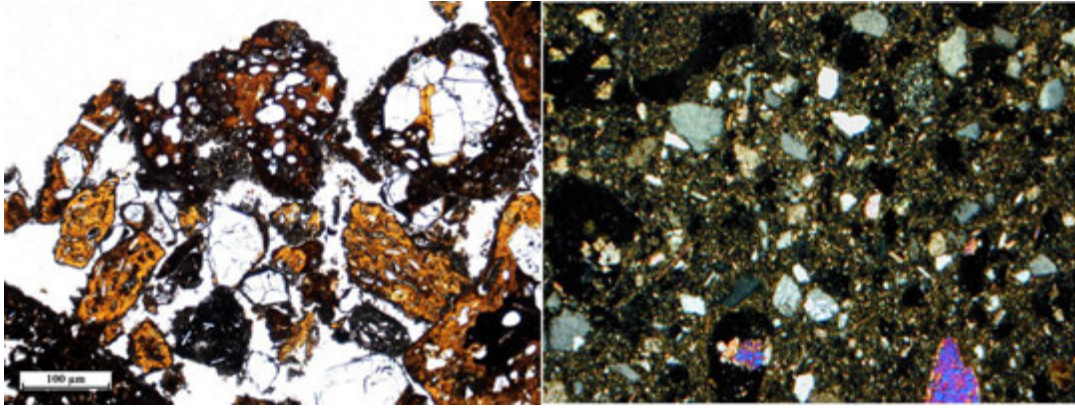
VI.45. ábra – Kemenesalja bazaltvulkánjai: a Kissomlyó freatomagmás piroklasztit rétegsora, felette vízalatti lávafolyás kőzetével, jobbra pedig ez utóbbi közeli képe (fotók: Harangi Szabolcs).



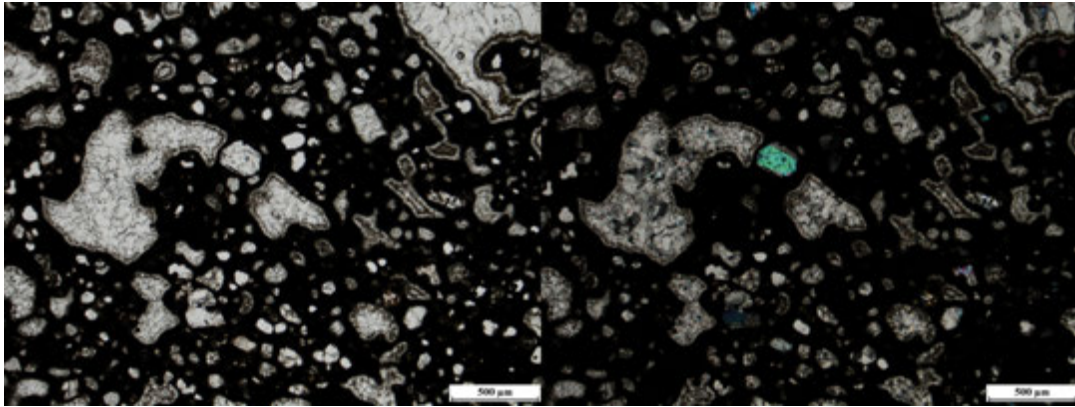
VI.46. ábra – A ság-hegyi olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



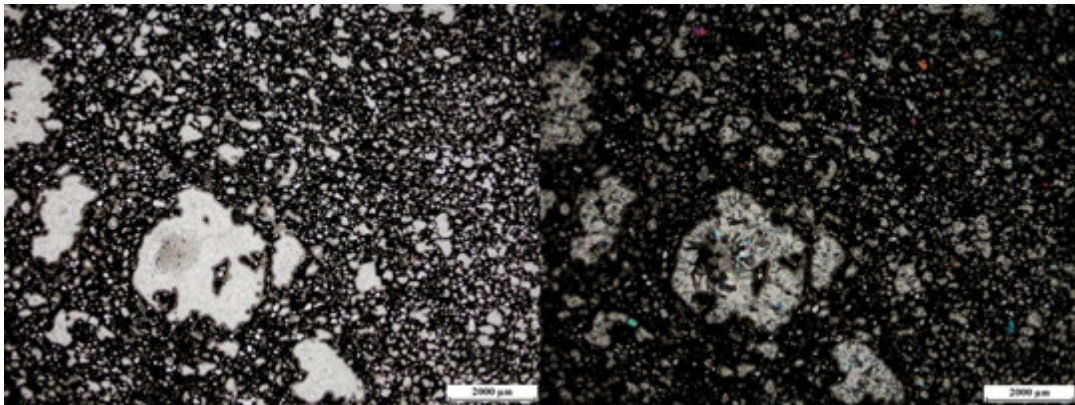
VI.47. ábra – A ság-hegyi olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



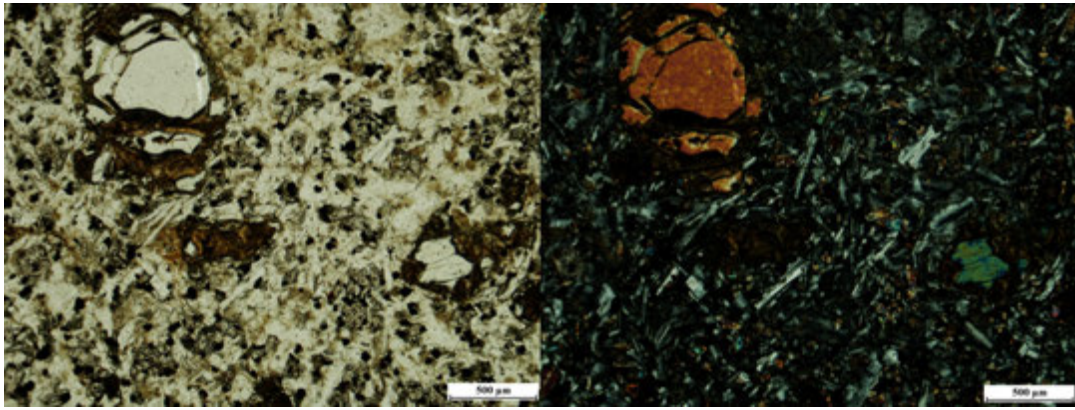
VI.48. ábra – A ság-hegyi freatomagmás lapillitufa és a kissomlyói szintén freatomagmás tufa jellegzetes mikroszkópos képe. A baloldali képen figyeljük meg a szögletes szideromelán kőzetüveg szilánkokat, jobbra pedig a kvarc xenokristály gazdagságot. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.49. ábra – Sitkei kalcit-mandulaköves bazalt salak jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.50. ábra – Sitkei kalcit-mandulaköves bazalt salak jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.51. ábra – A somlói olivin-firos, porfíros intergranuláris szövetű bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.52. ábra – A Bakony-Balaton-felvidék bazalt vulkánjai: látkép a Halápról. Balról jobbra Hajagos, Csobánc, Tóti-hegy, Gulács, Badacsony, Szent György-hegy (fotó: Harangi Szabolcs)



VI.53. ábra – A Bakony-Balaton-felvidék bazalt vulkánjai: bazaltoszlopok Hegyestűn és a Szent György-hegyen (fotó: Harangi Szabolcs)



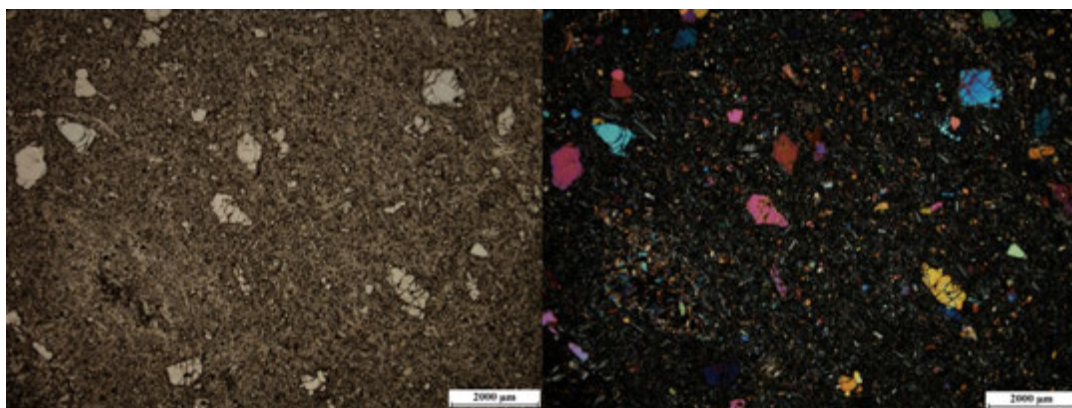
VI.54. ábra – A Bakony-Balaton-felvidék bazalt vulkánjai: a Kab-hegy szélesen elnyúló pajzsvulkánja (fotó: Harangi Szabolcs)



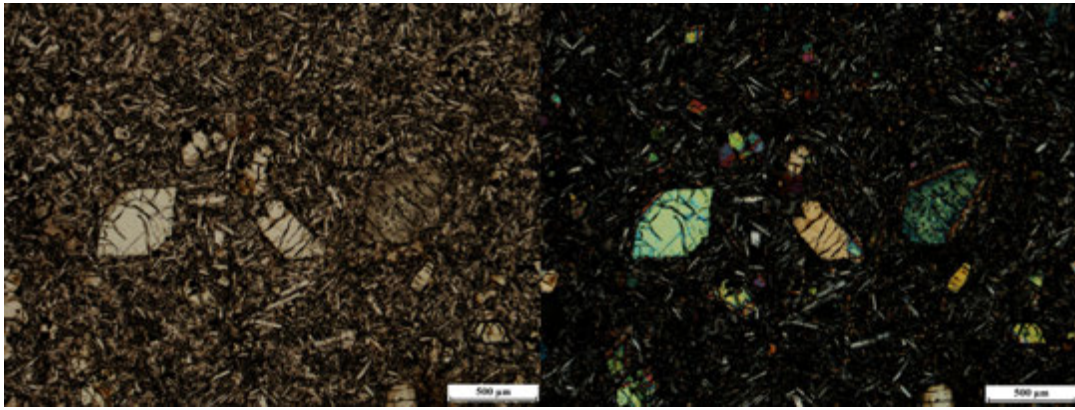
VI.55. ábra – A Bakony-Balaton-felvidék bazalt vulkánjai: a tihanyi maar litoklaszt-gazdag piroklasztitja (fotó: Harangi Szabolcs)



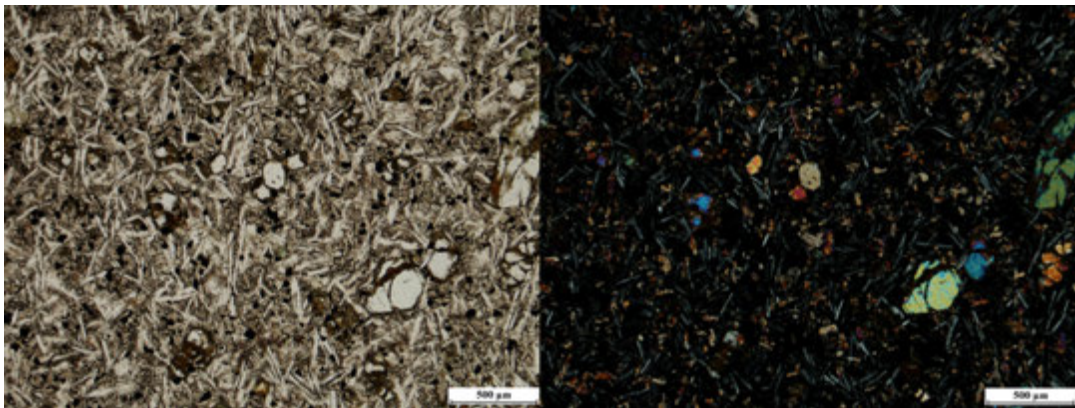
VI.56. ábra – A Bakony-Balaton-felvidék bazalt vulkánjai: a szentbékálai maar litoklaszt-gazdag piroklasztitja gáz-szegregációs csatornákkal (fotó: Harangi Szabolcs)



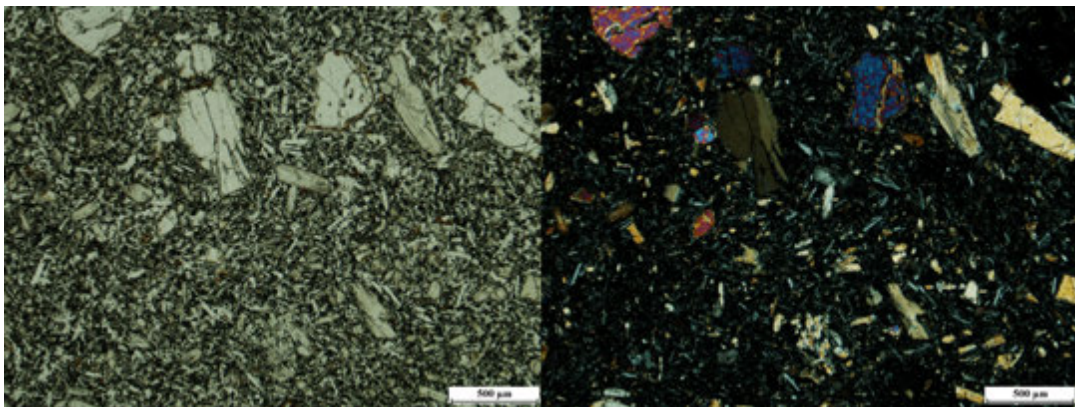
VI.57. ábra – Az uzsai olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



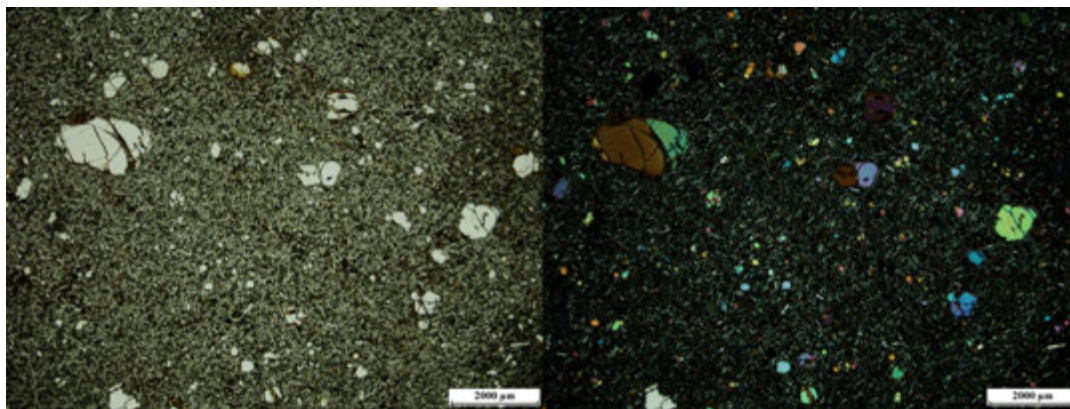
VI.58. ábra – A csobánci olivin-firos, porfíros intergranuláris szövetű bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



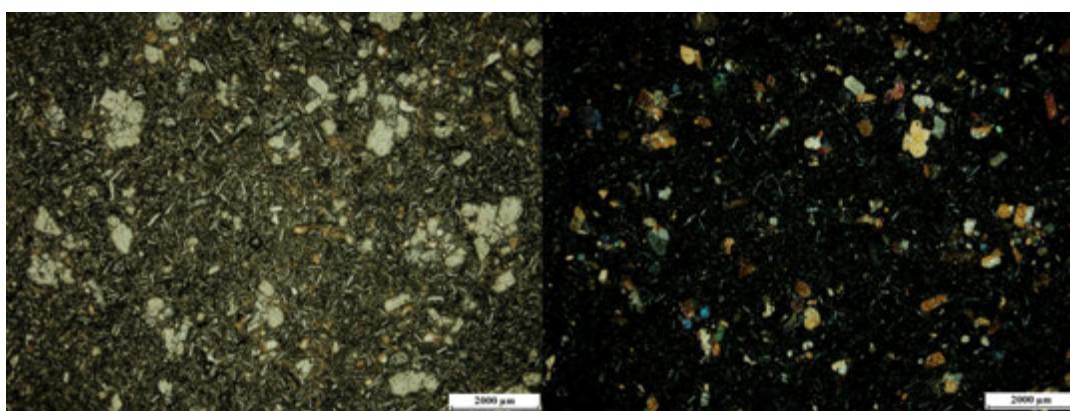
VI.59. ábra – A gulácsi olivin-firos, porfíros intergranuláris szövetű bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



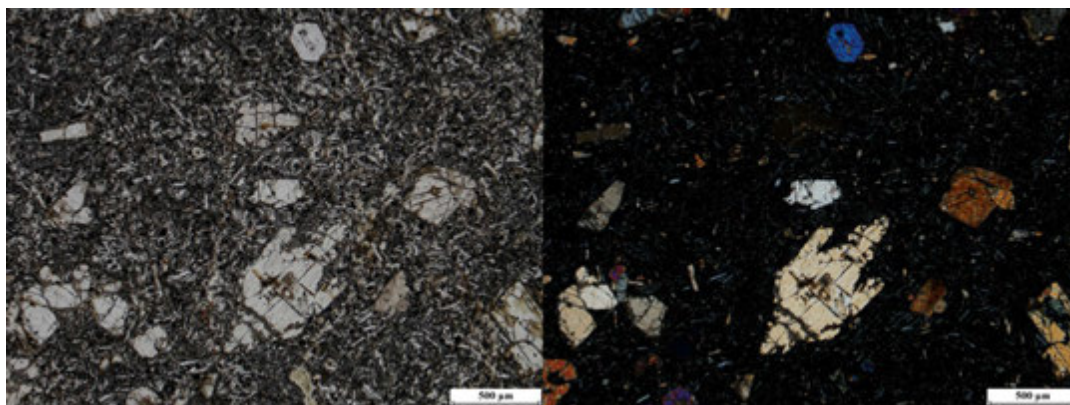
VI.60. ábra – A halom-hegyi klinopiroxén-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



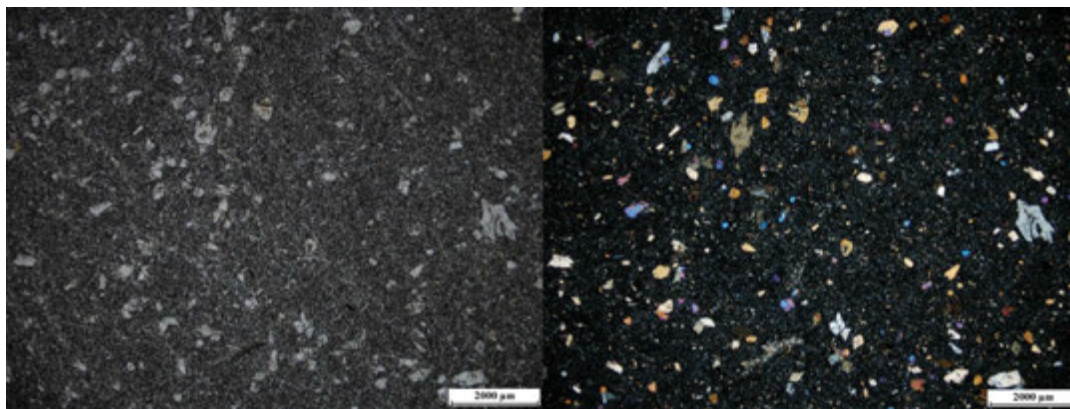
VI.61. ábra – A halyagosi, olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



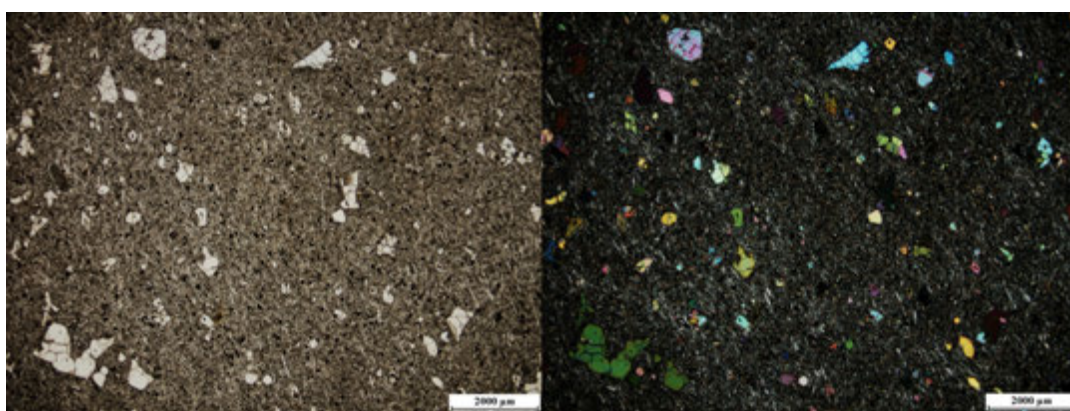
VI.62. ábra – A hegyesdi klinopiroxén-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



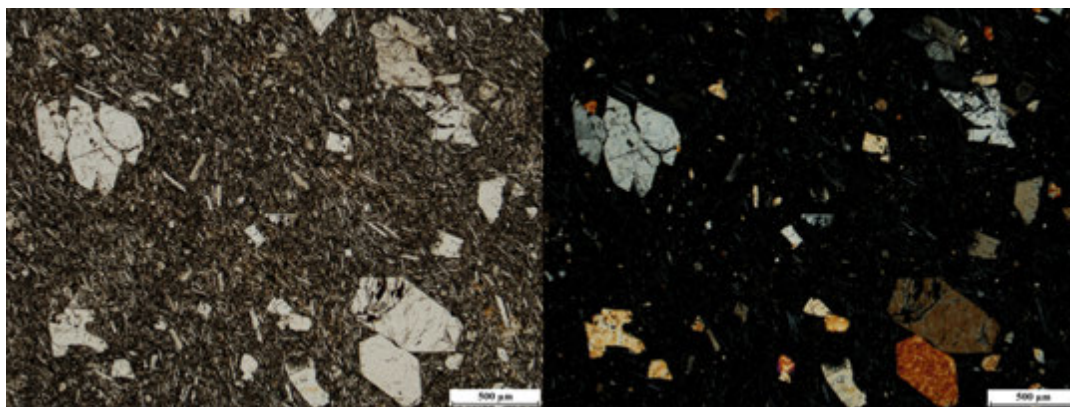
VI.63. ábra – A hegyestűi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



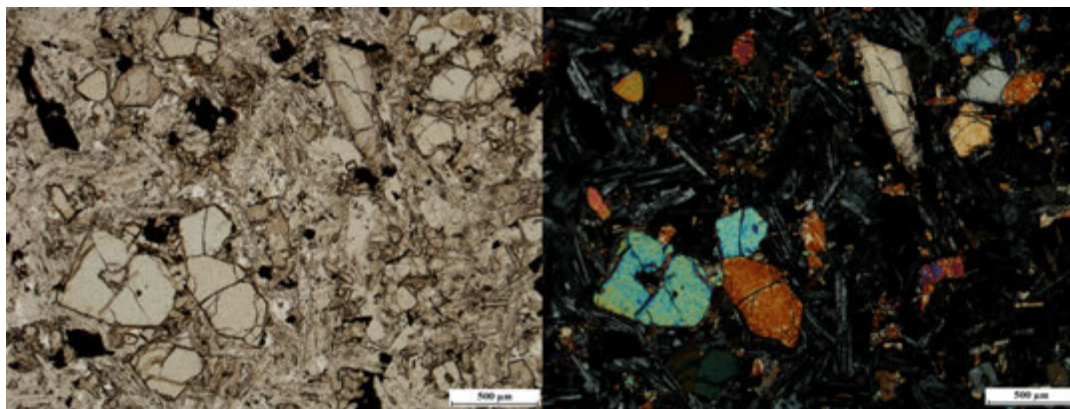
VI.64. ábra – A hegyestűi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



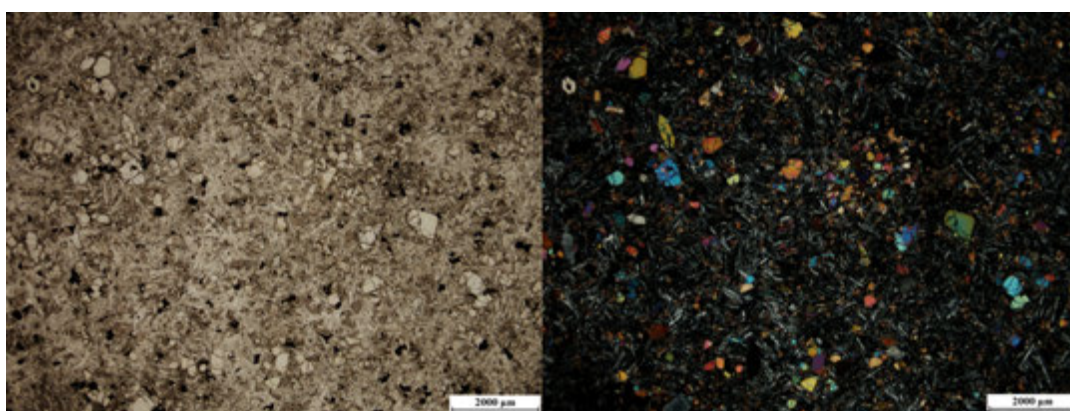
VI.65. ábra – A hegyestűi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



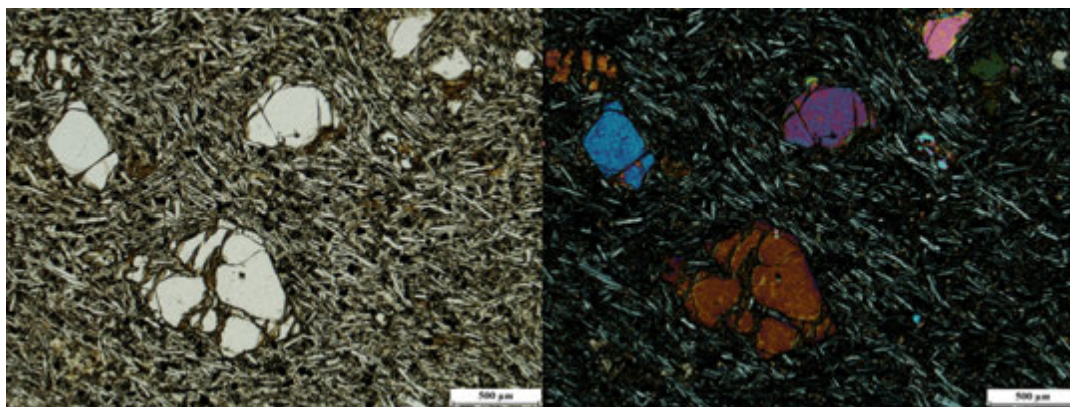
VI.66. ábra – A kapolcs-királykői olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



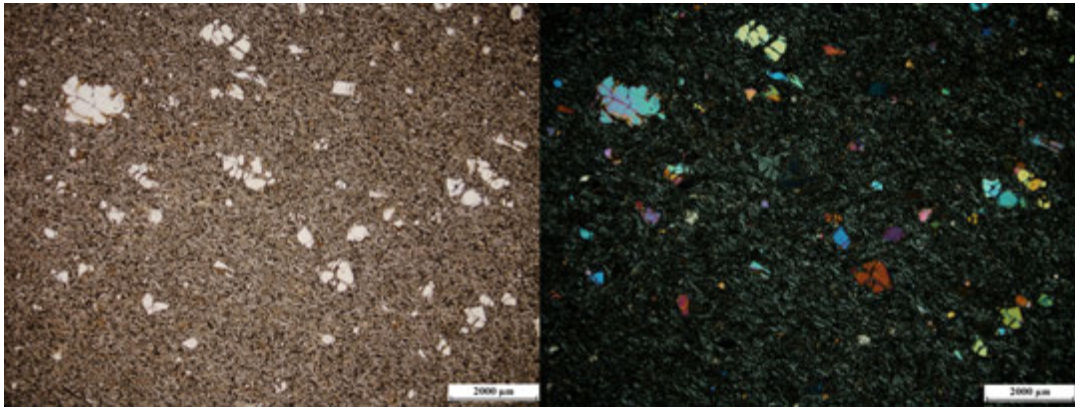
VI.67. ábra – A kovácsi-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



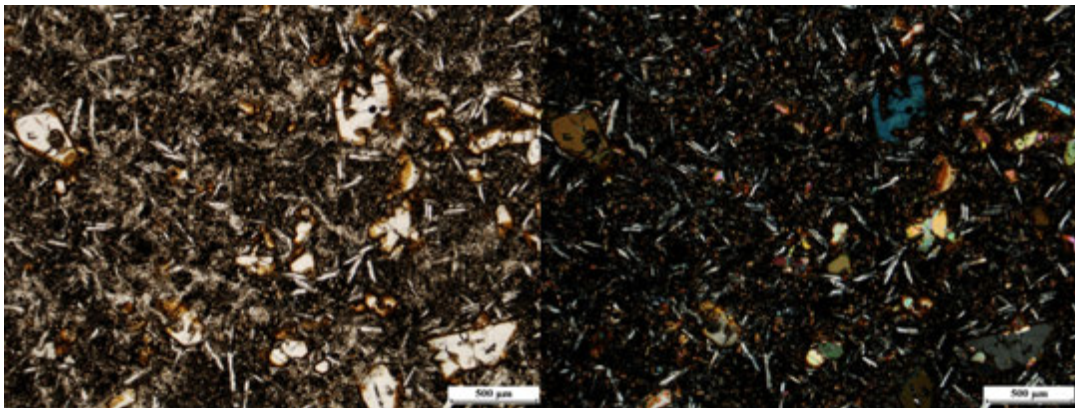
VI.68. ábra – A kovácsi-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



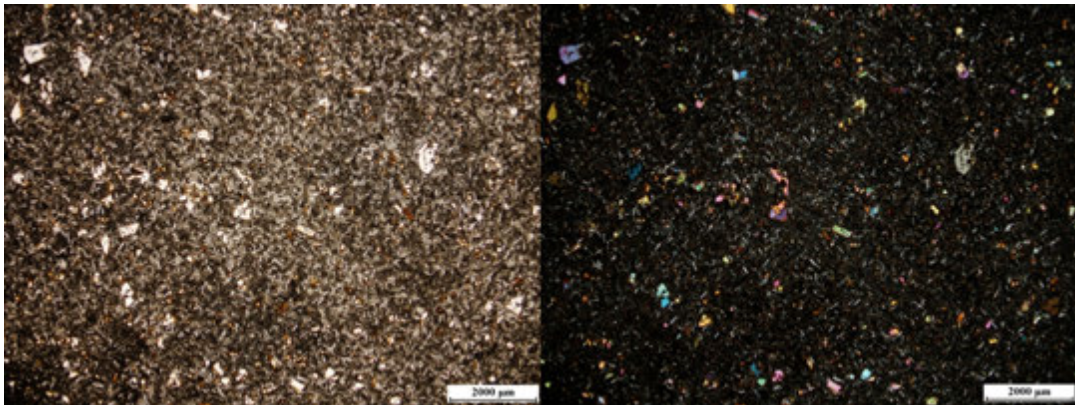
VI.69. ábra – A Szent-György-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



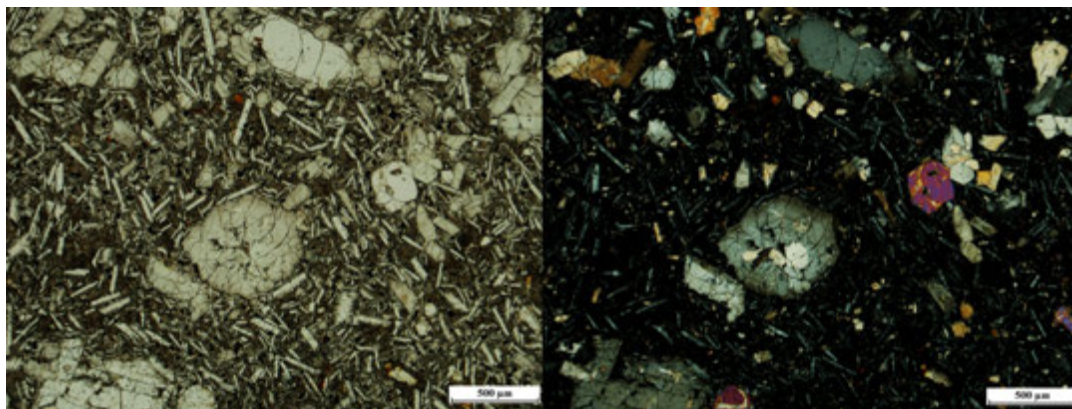
VI.70. ábra – A Szent-György-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



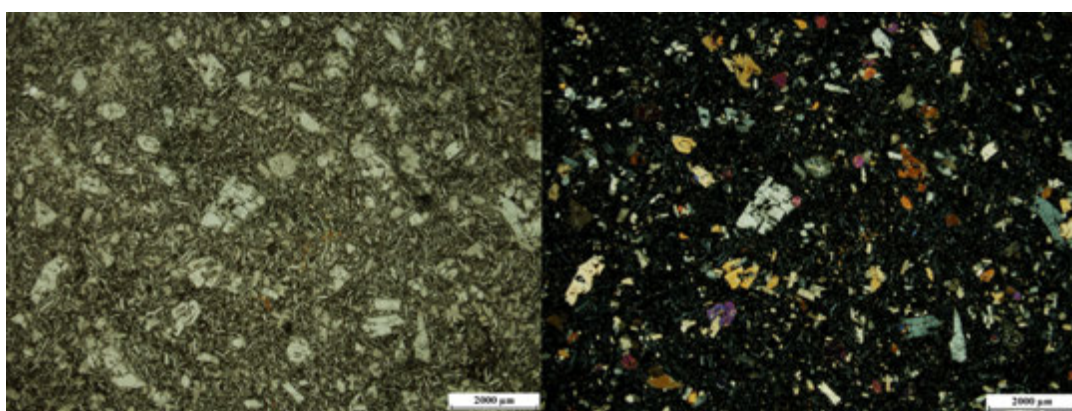
VI.71. ábra – A badacsonyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



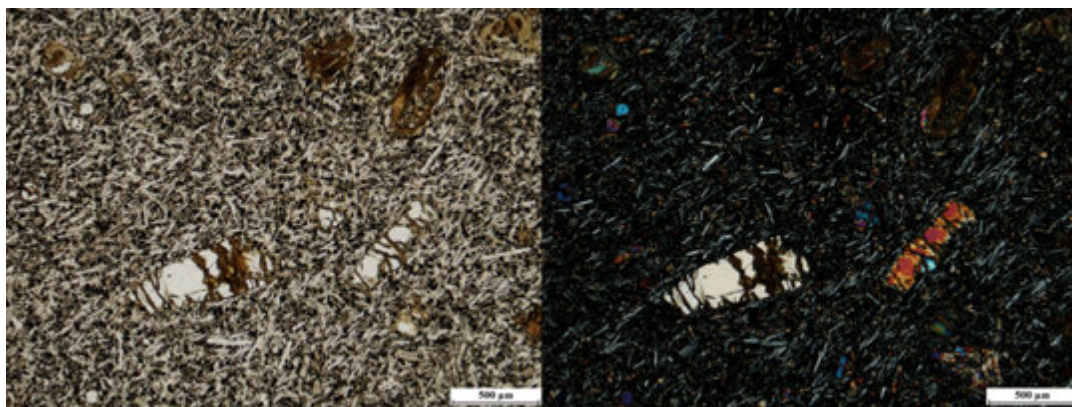
VI.72. ábra – A badacsonyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



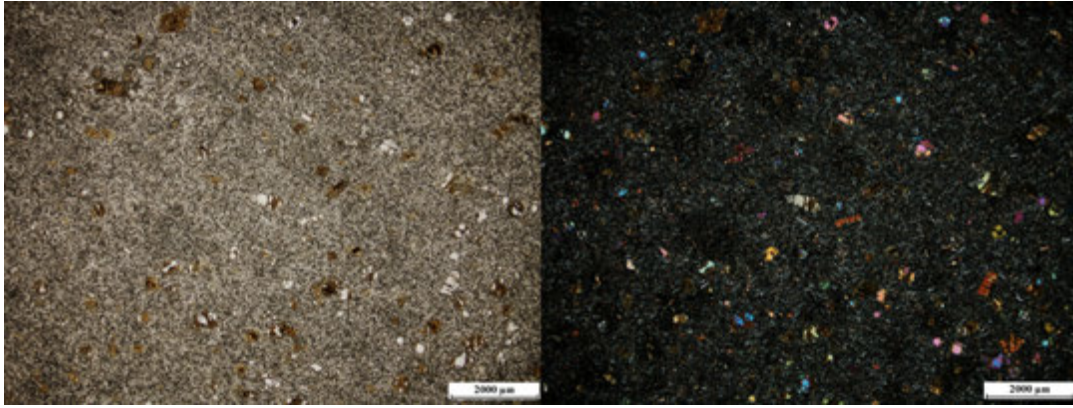
VI.73. ábra – A szigligeti olivin- és klinopiroxén-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.74. ábra – A szigligeti olivin- és klinopiroxén-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.

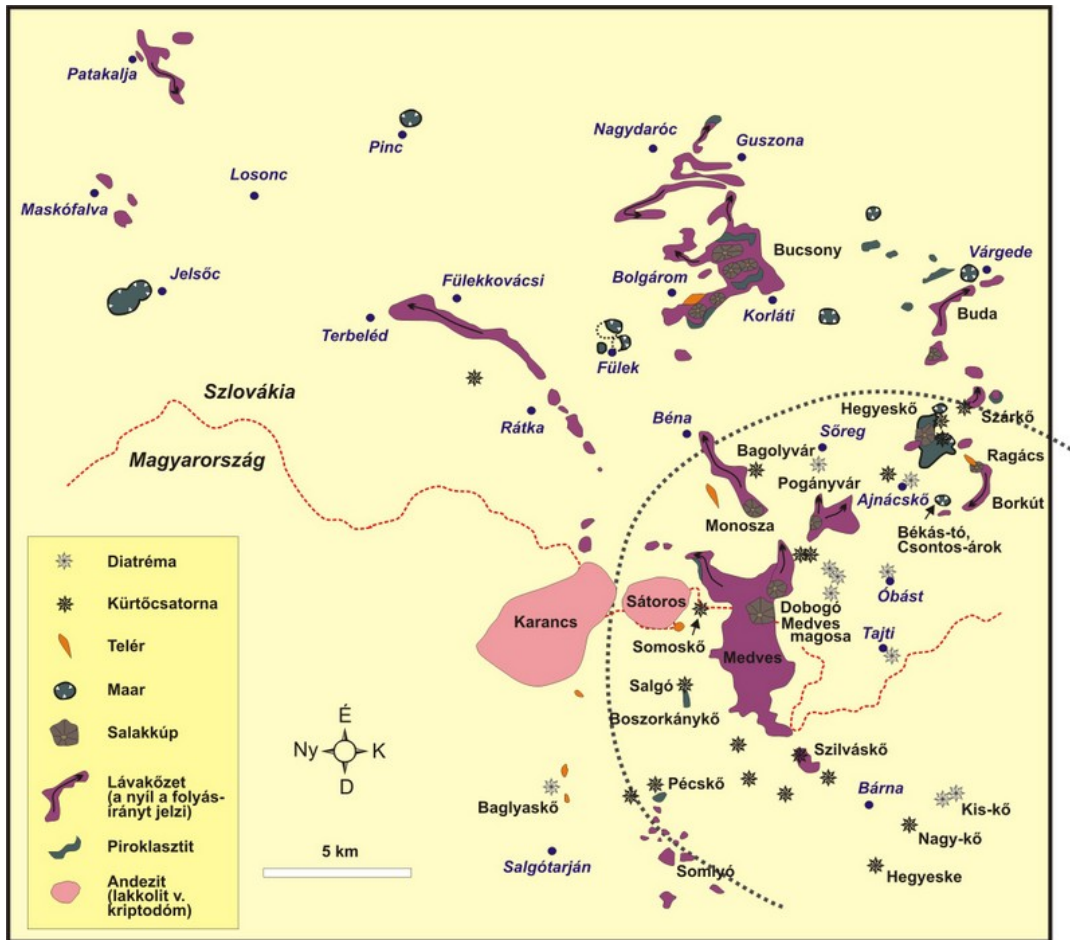


VI.75. ábra – A tóti-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.76. ábra – A tóti-hegyi olivin-firos bazalt bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nykolos, jobbra keresztvezetett nykolos kép.

Miocén-kvarter bazaltok – Nógrád-Gömör és Selmec (0.1-7 millió éves):



VI.77. ábra – A Nógrád-Gömör vulkáni mező a kitérés központokkal.



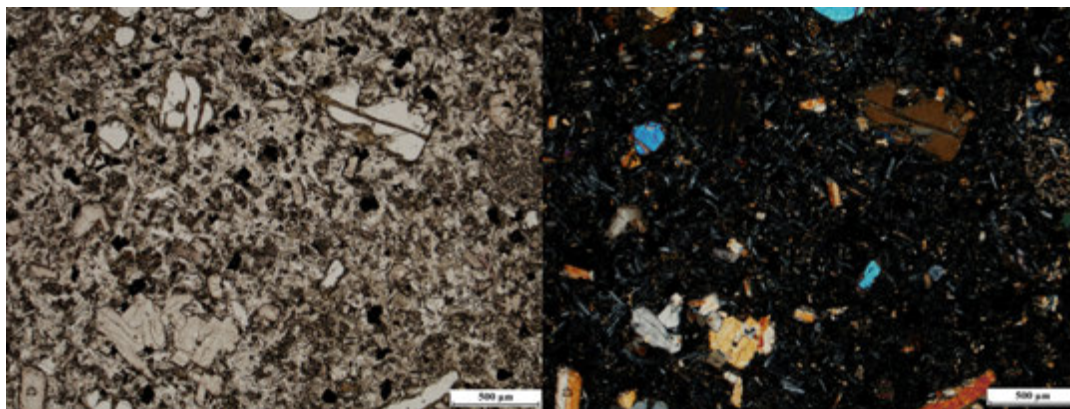
VI.78. ábra – A Nógrád-Gömör vulkáni mező bazalt vulkánjai: Fülek és Ragács (fotók: Harangi Szabolcs)



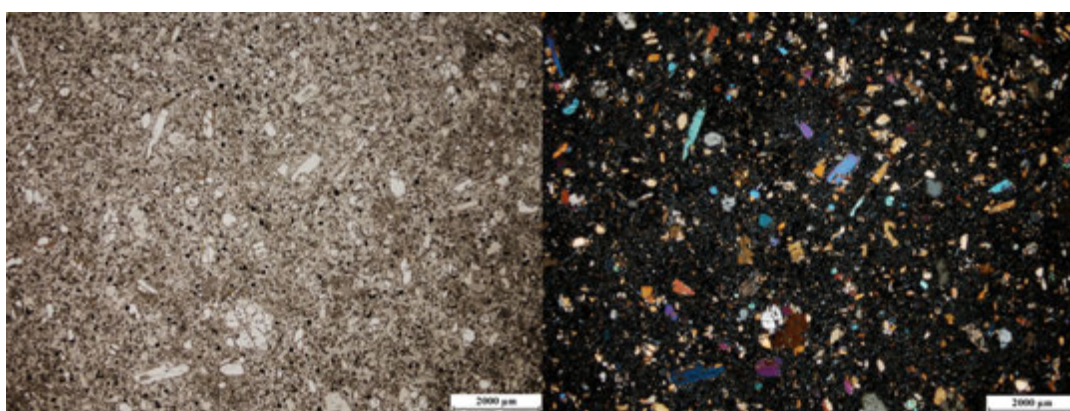
VI.79. ábra – A Nógrád-Gömör vulkáni mező bazalt vulkánjai: Bagolyvár és Somoskő (fotók: Harangi Szabolcs)



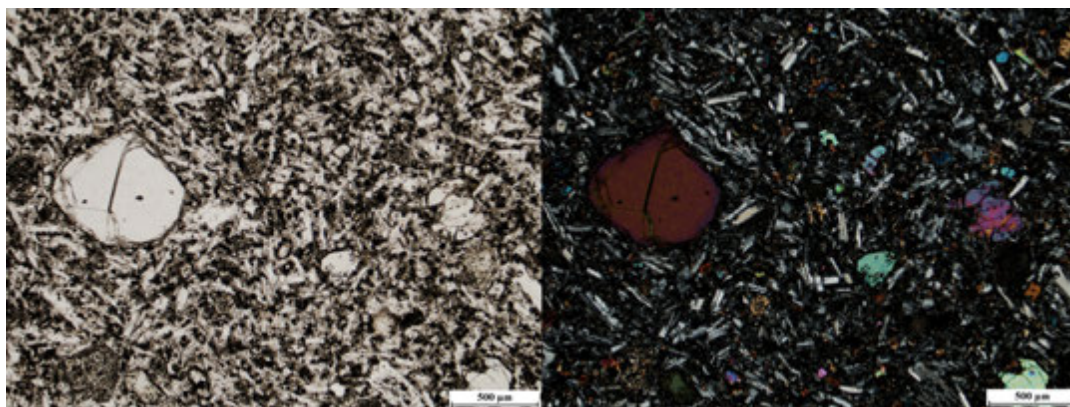
VI.80. ábra – A Nógrád-Gömör vulkáni mező bazalt vulkánjai: Szilvaskő és Salgó, Boszorkánykő (fotók: Harangi Szabolcs)



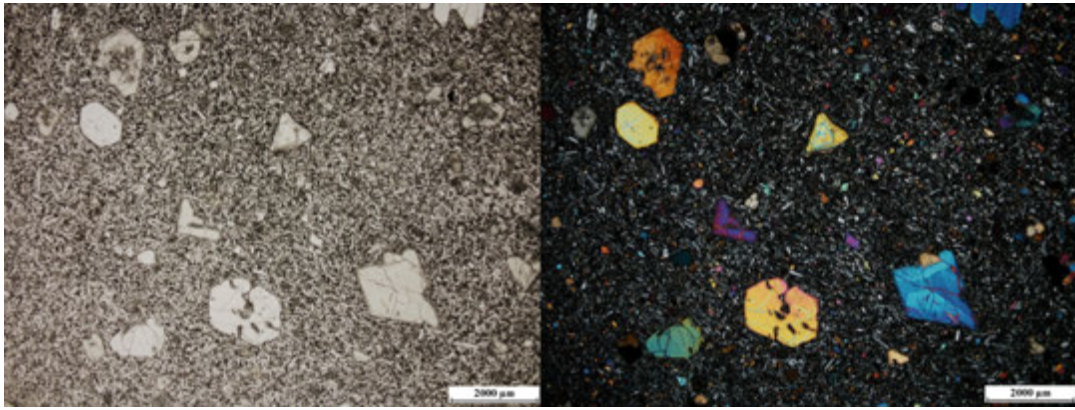
VI.81. ábra – A bolgáromi (Bulhary, Szlovákia), olivin-űiros bazalt jellegzetes mikroszkűpi kűpe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kűp.



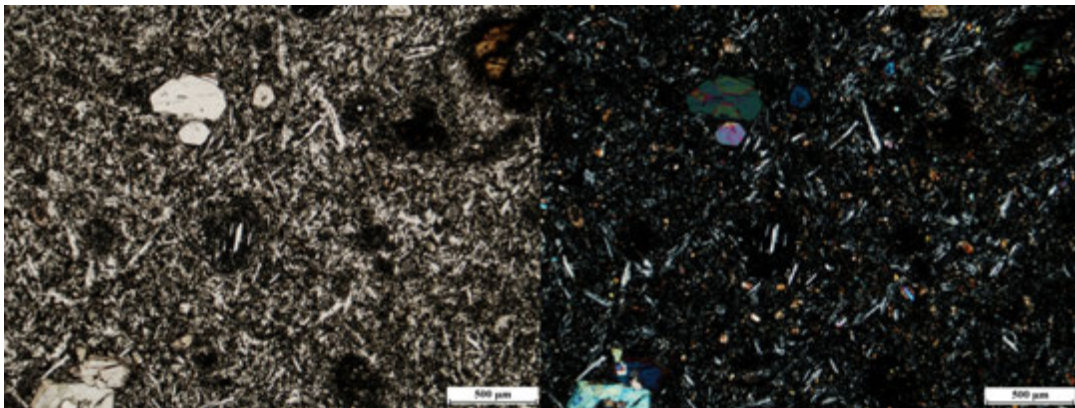
VI.82. ábra – A bolgáromi (Bulhary, Szlovákia), olivin-űiros bazalt jellegzetes mikroszkűpi kűpe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kűp.



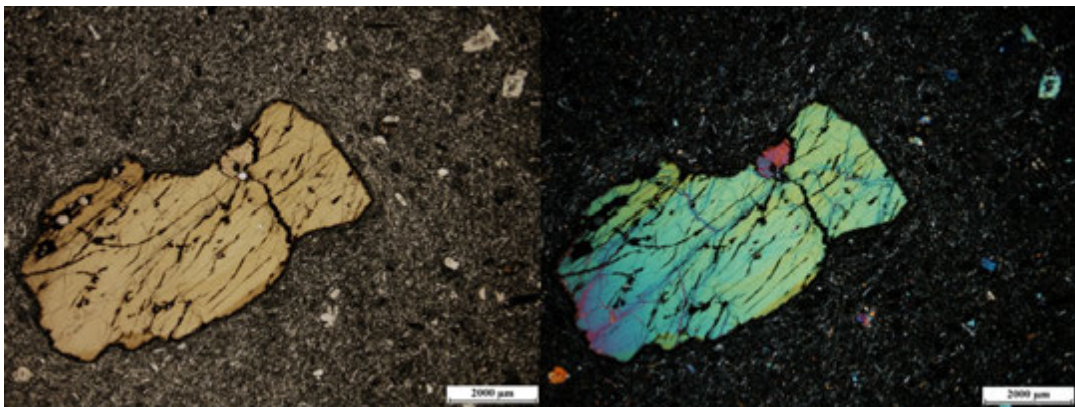
VI.83. ábra – A csomatelki (űamovce, Szlovákia), olivin- és klinopiroxűn-űiros bazalt jellegzetes mikroszkűpi kűpe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kűp.



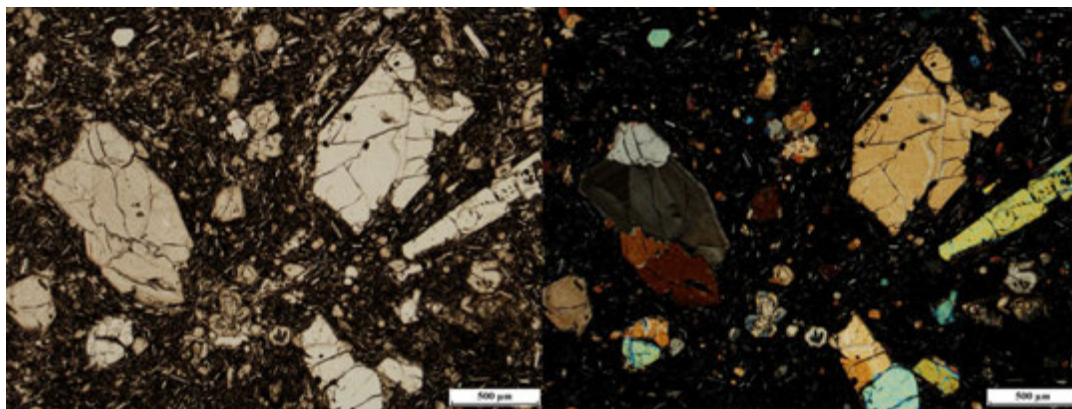
VI.84. ábra – A csomatelki (Čamovce, Szlovákia), olivin- és klinopiroxén-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



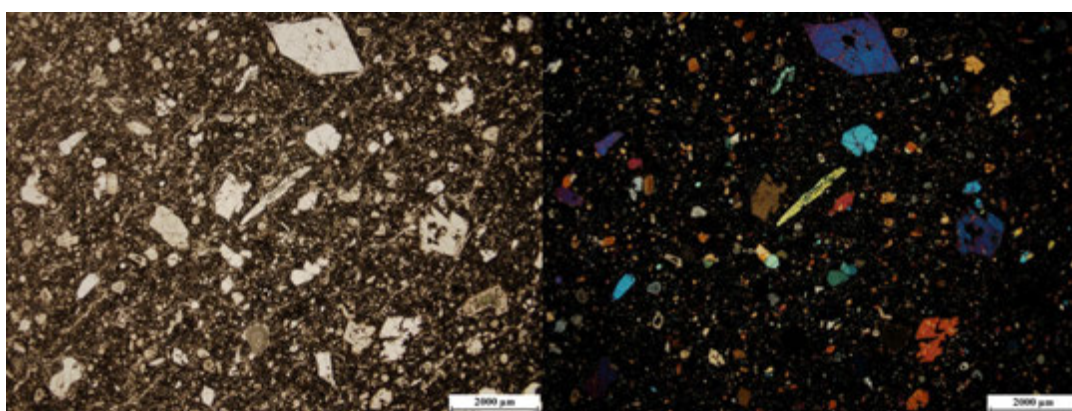
VI.85. ábra – A ragácsi (Ragác, Szlovákia) bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



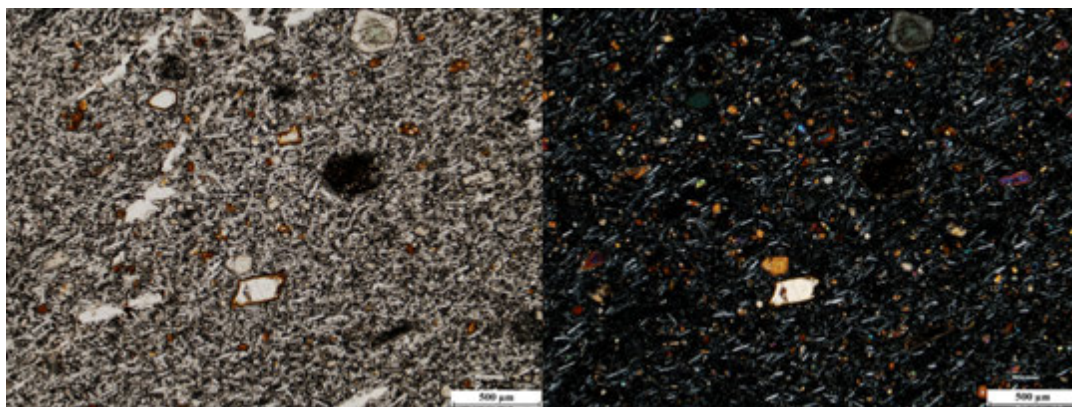
VI.86. ábra – A ragácsi (Ragác, Szlovákia) bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. A kőzetre jellemző nagyméretű amfibol (pargasit-kerzutit) megakristály figyelhető meg a kisebb nagyítású képeken. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



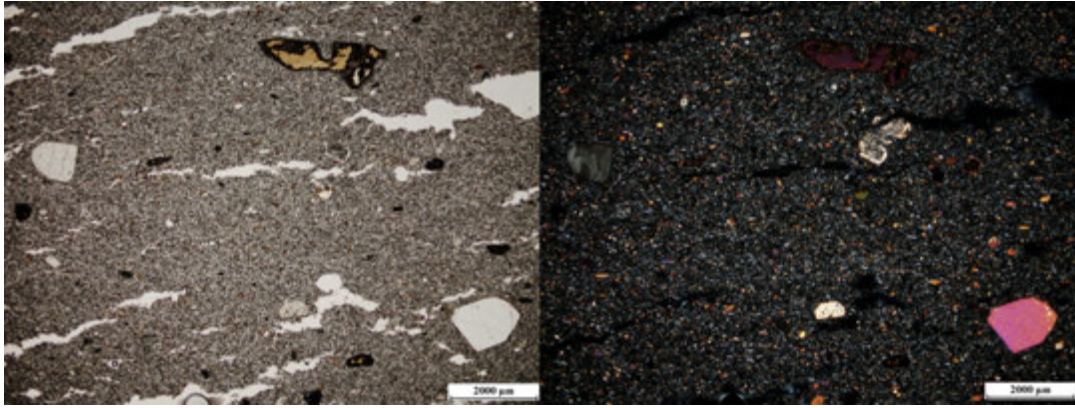
VI.87. ábra – A sőregi (Šurice, Szlovákia), olivin -fíros bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



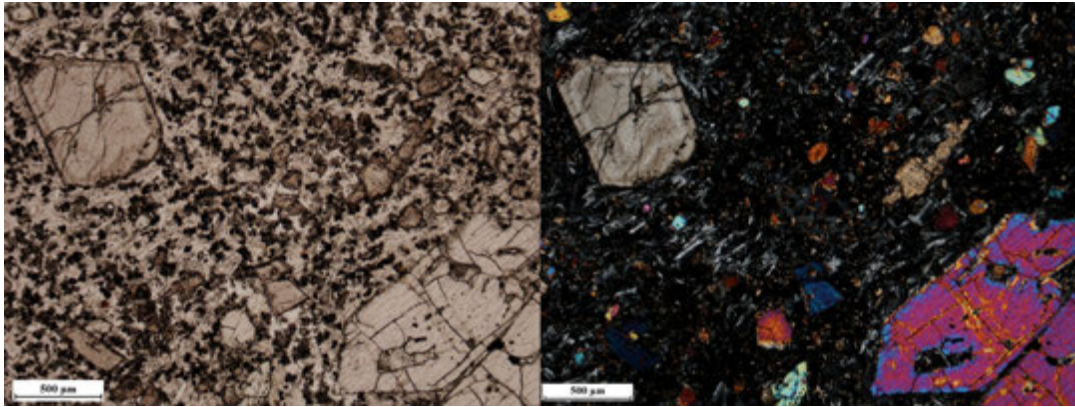
VI.87. ábra – A sőregi (Šurice, Szlovákia), olivin -fíros bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



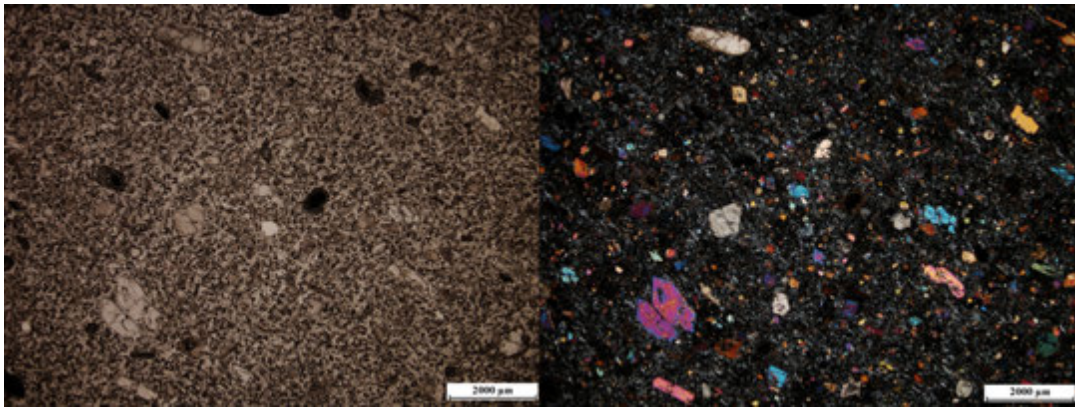
VI.88. ábra – A dobogói (Dunivá Hora, Szlovákia) bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. A fotó felső pereménél egy ún. zöld magvú piroxén látható Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



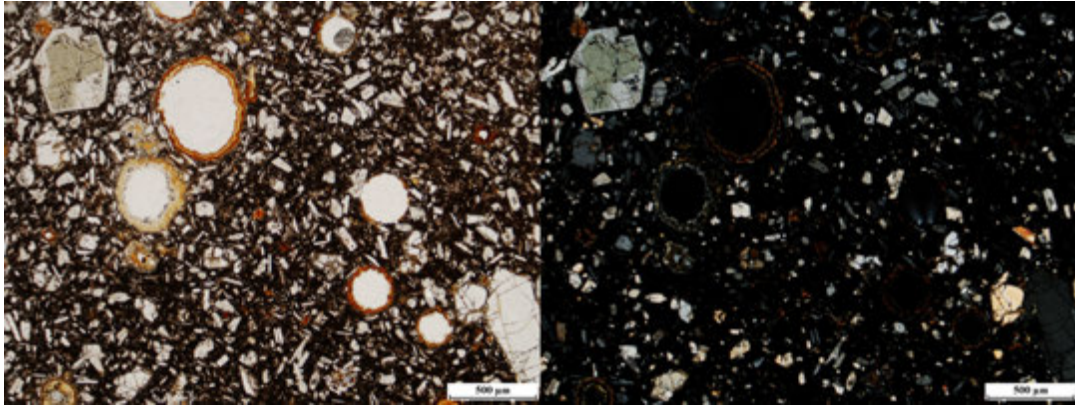
VI.89. ábra – A dobogói (Duniva Hora, Szlovákia) bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. A kisebb nagyítású képen középen felül egy bazaltos amfibol, jobbra lent nagyméretű olivin fenokristály, míg beloldalt klinopiroxén fenokristály látható. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



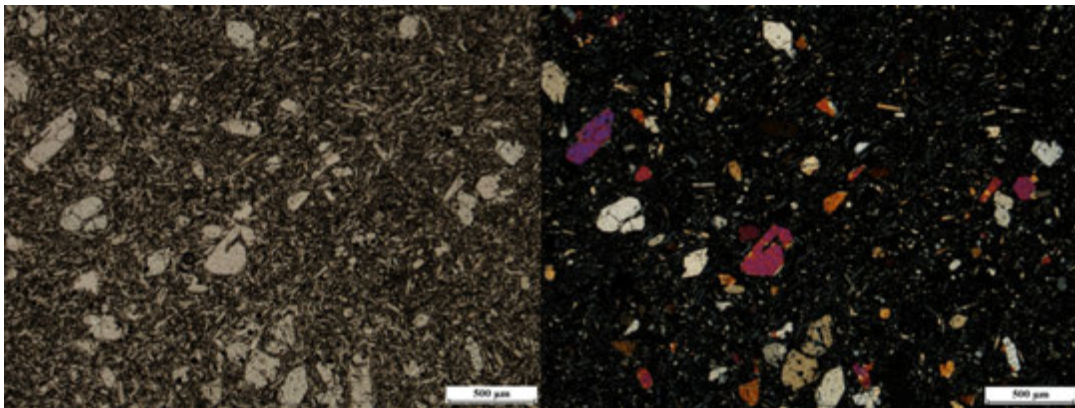
VI.90. ábra – A medves laposai, olivin-fíros bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



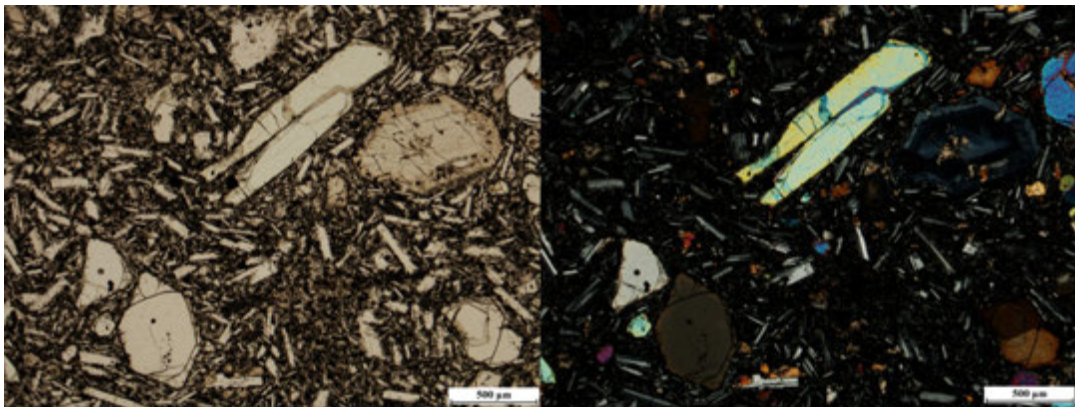
VI.91. ábra – A medves laposai, olivin-fíros bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



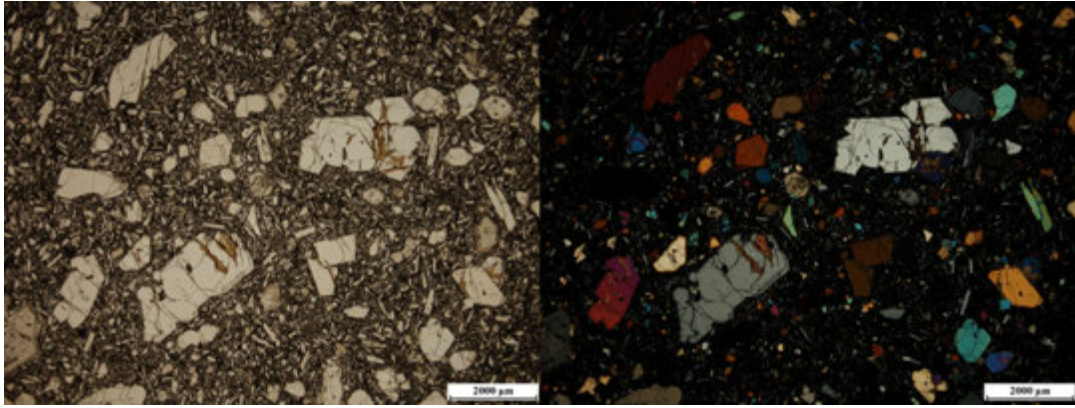
VI.92. ábra – A füleki (Fil'akovo, Szlovákia), várhegy piroklasztitjából mandulaköves bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. A képeken baloldalt felül nagyméretű zöld magvú piroxén látható. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.93. ábra – A magasmarti (Brehy, Szlovákia) Putikov Vršok olivin-firos bazaltjának jellegzetes mikroszkópi képe. Ez a kőzet a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb bazaltos képződménye. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.94. ábra – A selmecebányai kálvária-hegy (Kalvária, Banská Štiavnica, Szlovákia), olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.95. ábra – A selmecebányai kálvária-hegy (Kalvária, Banská Štiavnica, Szlovákia), olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

Miocén-kvarter bazaltok – Persány-hegység nyugati pereme (0.6-1.2 millió éves):



VI.96. ábra – A Persány vulkáni mező a kitorési központokkal.



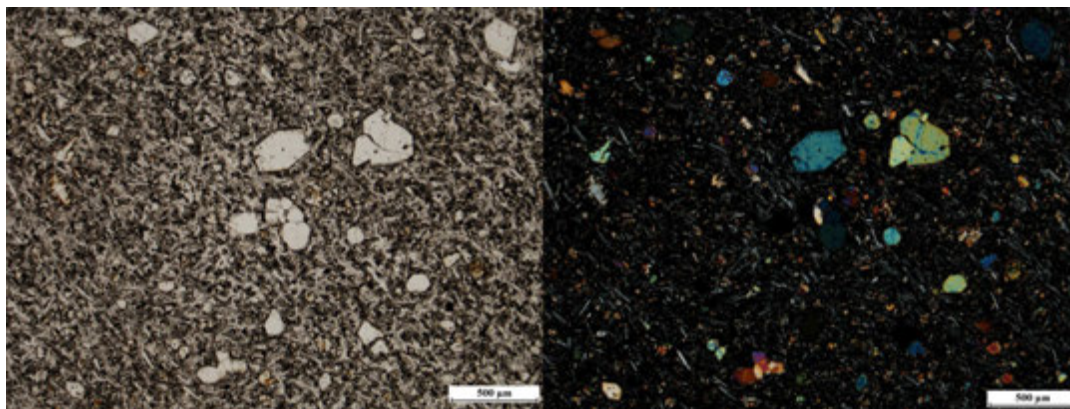
VI.97. ábra – A Persány vulkáni mező bazalt vulkánjai: a Gruuu (Bükkösd) salakkúp (fotó: Harangi Szabolcs)



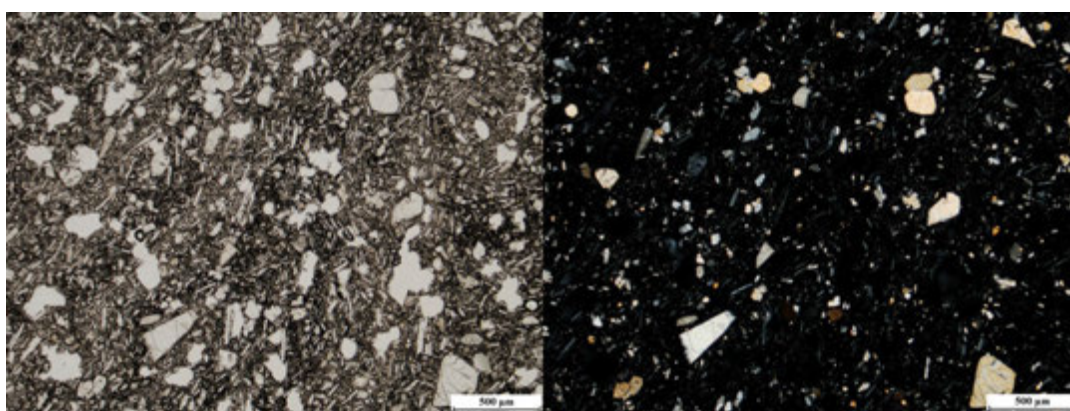
VI.98. ábra – A Persány vulkáni mező bazalt vulkánjai: az alsórákosi kőfejtőben feltáruló oszlópos elválású bazalt (balra) és a Hegyes salakkúp proximális piroklasztitja (jobbra; fotók: Harangi Szabolcs)



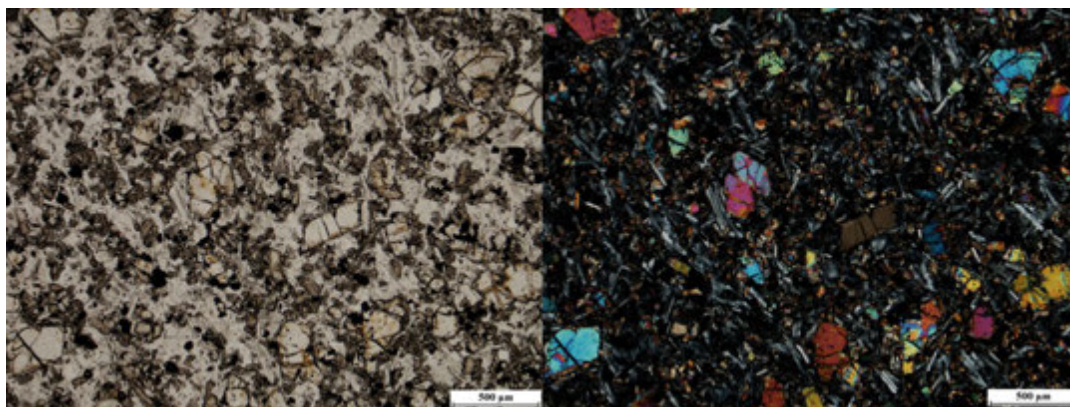
VI.99. ábra – A Persány vulkáni mező bazalt vulkánjai: a Hegyes salakkúp disztális piroklasztit sorozata és nagy vulkáni bombák a salaküledékben (fotók: Harangi Szabolcs)



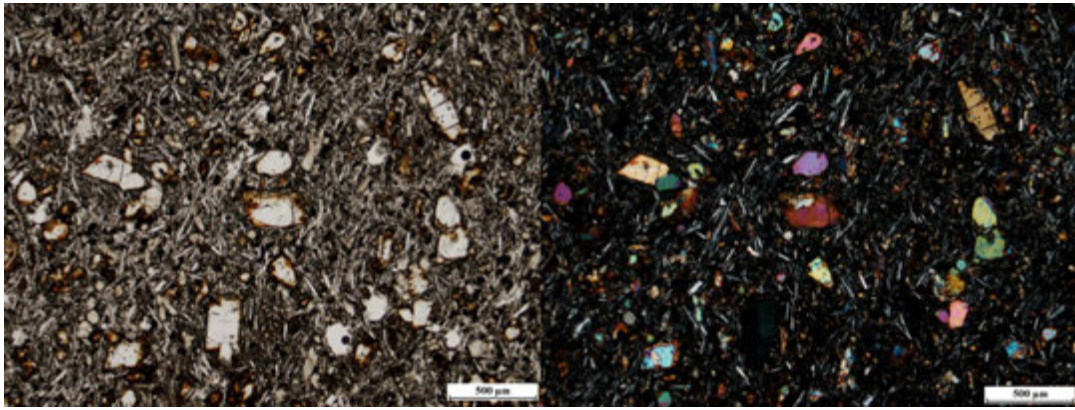
VI.100. ábra – A bereki (Barc, Románia), olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



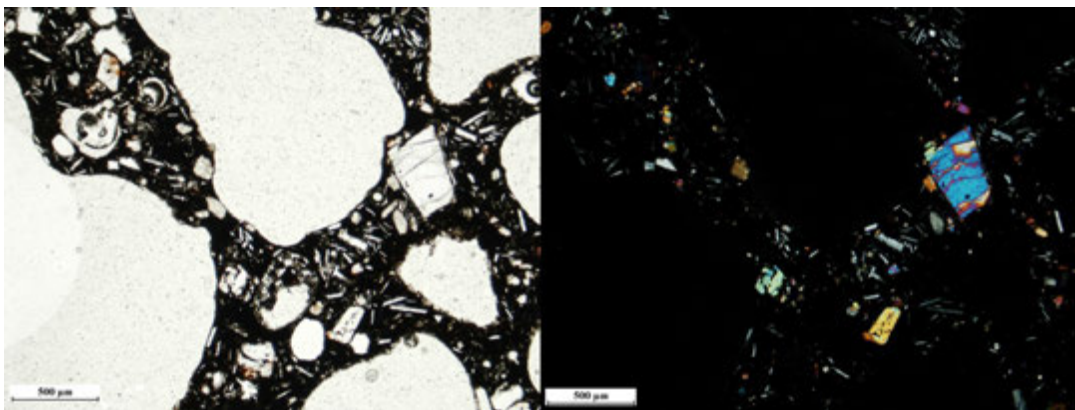
VI.101. ábra – A bükkösdi (Gruiu, Románia), olivin-firos, hólyagüreges bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



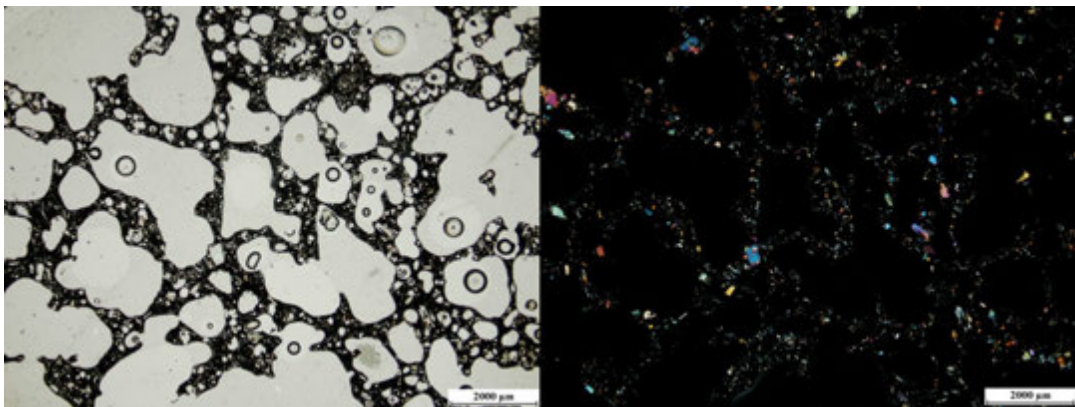
VI.102. ábra – A mátéfalvi (Mateiaş, Románia), olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.103. ábra – Az alsórákosi (Racoș, Románia), olivin-firos bazalt lavakőzet jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

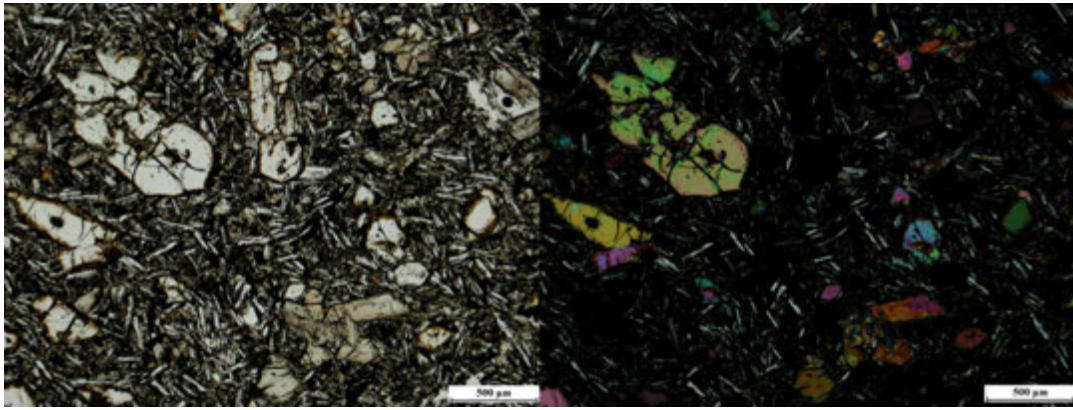


VI.104. ábra – A hegyesi (Hegheș, Románia), olivin-firos bazaltsalak jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.105. ábra – A hegyesi (Hegheș, Románia), olivin-firos bazaltsalak jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

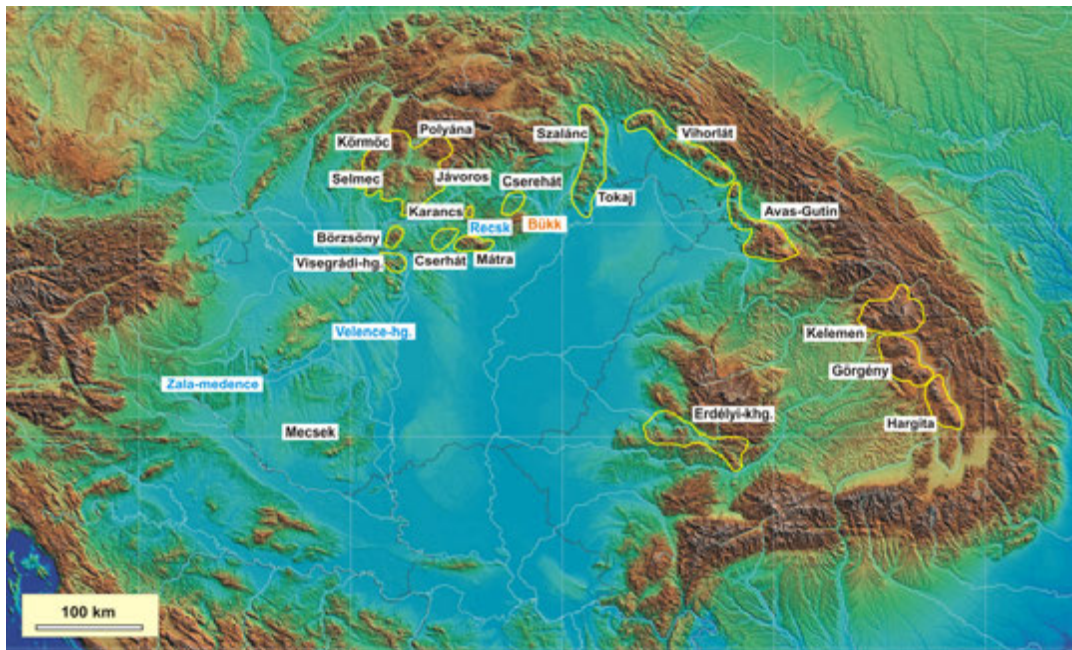
Miocén-kvarter bazaltok – Lukácskő (Lucaret; 2,5 millió éves):



VI.106. ábra – A lukácskői (Sanovita, Románia), olivin-firos bazalt jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

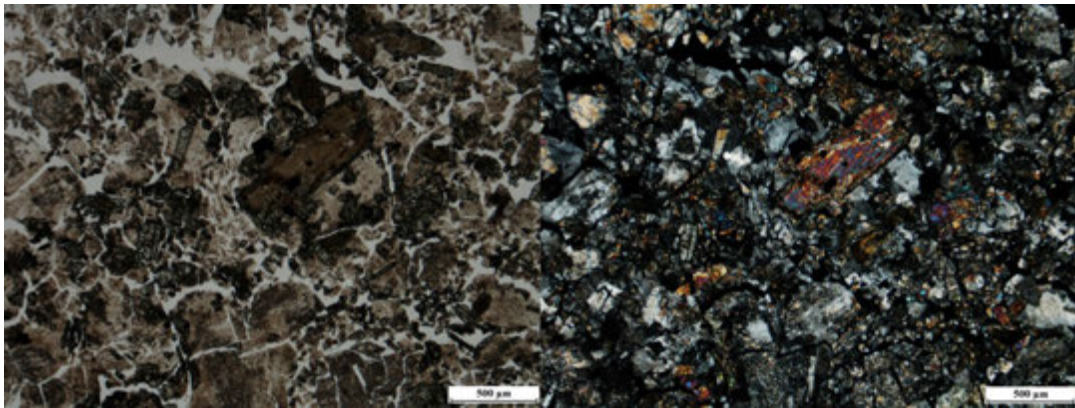
VI.3. Neutrális (intermedier) magmás kőzetek

ANDEZIT

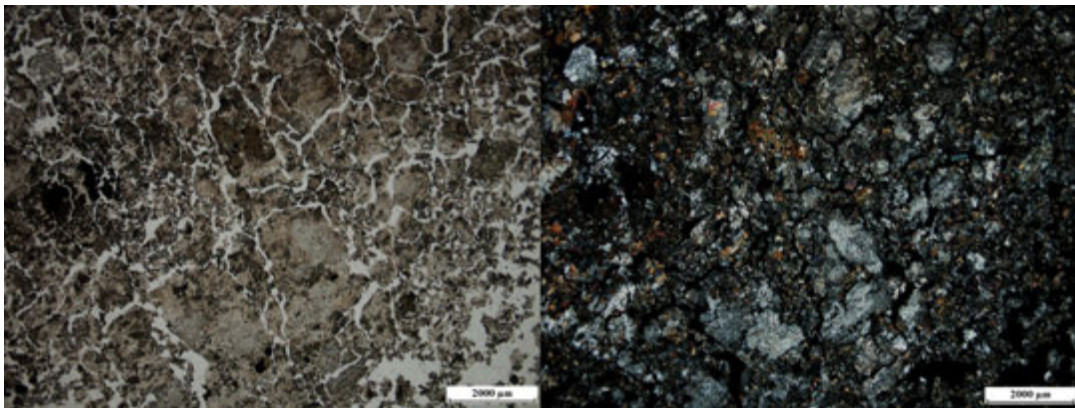


VI.107. ábra – Andezitek elterjedése a Kárpát-Pannon térségben: narancs: triász korú; kék: eocén-oligocén korú, fekete: miocén-pliocén korú.

Triász andezit

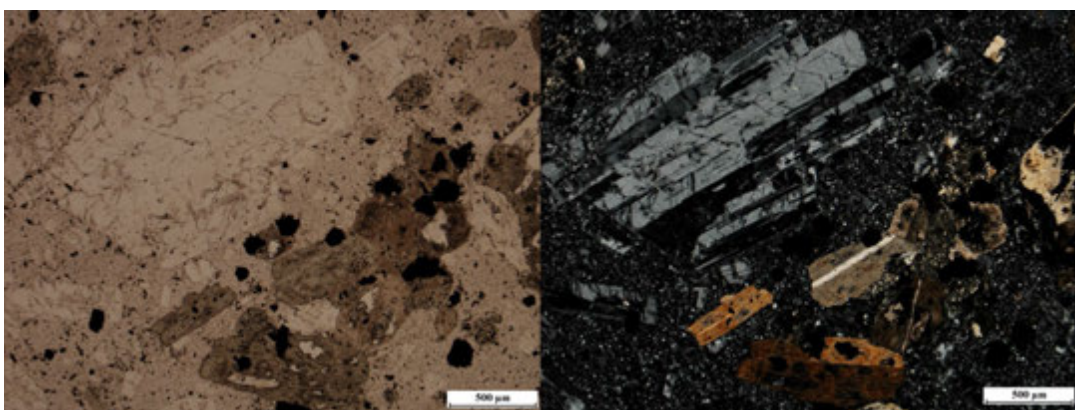


VI.108. ábra – A polgárdi andezit jellegzetes mikroszkópi képe. A kőzet erősen átalakul, a kőzetüveg devitrifikálódott. A polgárdi szkarnosodás ehhez a kőzethez köthető. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

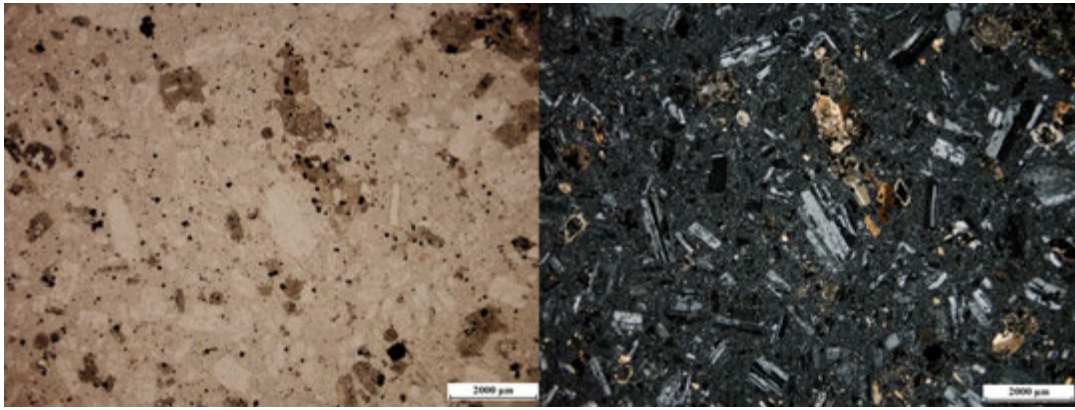


VI.109. ábra – A polgárdi andezit jellegzetes mikroszkópi képe. A kőzet erősen átalakul, a kőzetüveg devitrifikálódott. A polgárdi szkarnosodás ehhez a kőzethez köthető. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

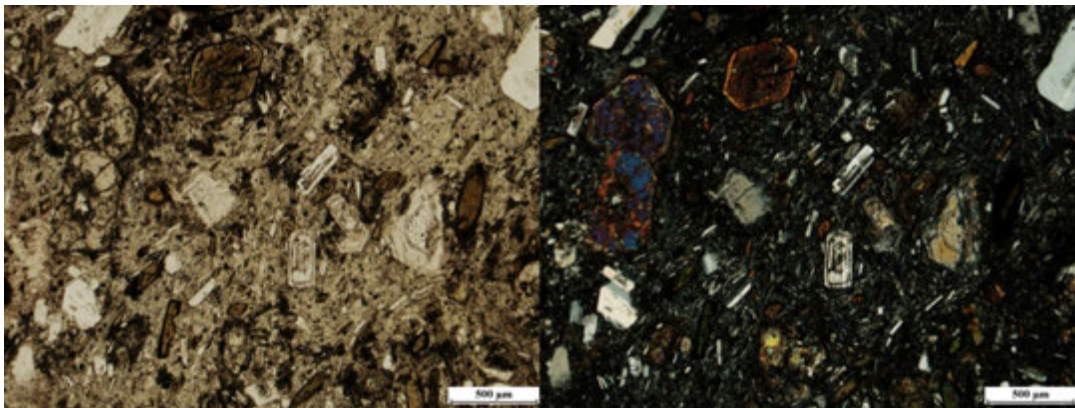
Eocén-oligocén andezitek



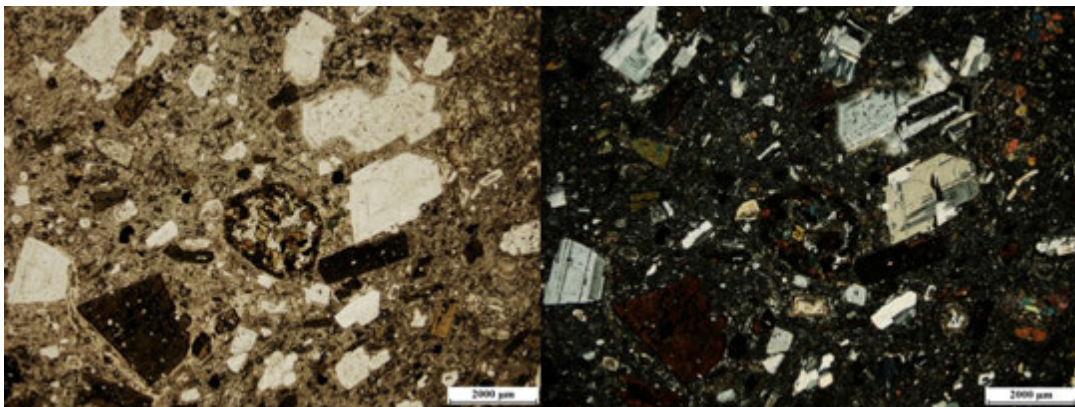
VI.110. ábra – A nadapi (Velencei-hegység) andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.111. ábra – A nadapi (Velencei-hegység) andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett nyílt kép.



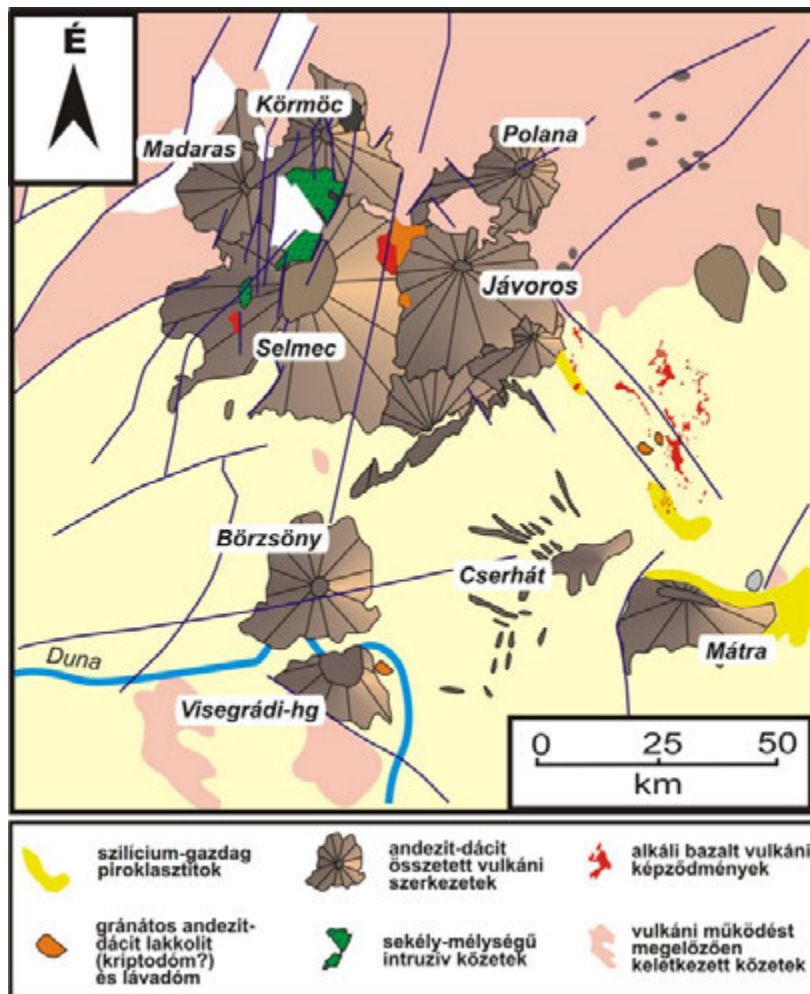
VI.112. ábra – A kanászvári (Mátra) andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett nyílt kép.



VI.113. ábra – A kanászvári (Mátra) andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett nyílt kép.

Miocén-pliocén andezitek

Visegrádi-hegység és Börzsöny (13-16 millió éves)



VI.114. ábra – Miocén andezitek elterjedése a Pannon-medence északi részén.



VI.115. ábra – Miocén andezitek: egy mélyen erodált andezites vulkán: a Keserűs vulkáni komplexum (Visegrádi-hegység) a Dobogókőről nézve (fotó: Harangi Szabolcs).



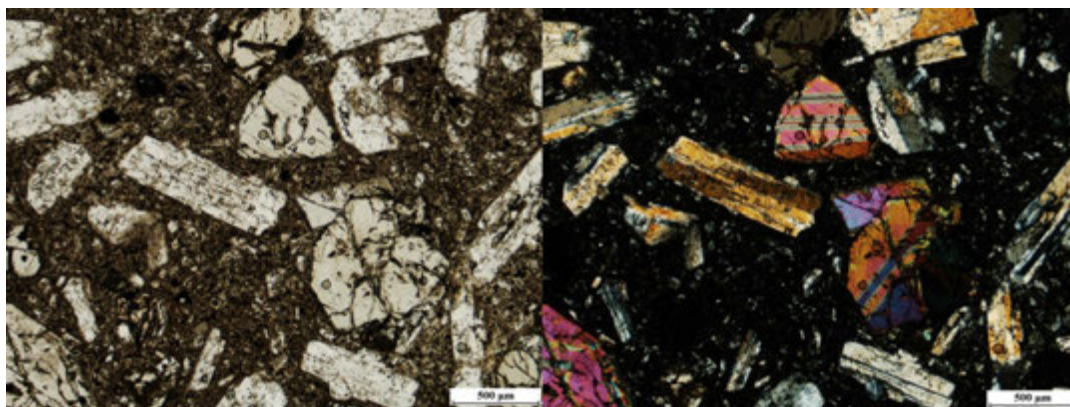
VI.116. ábra – Miocén andezitek: a Visegrádi-hegység legidősebb vulkáni képződményei - riodácitos piroklasztár üledék és akkréciós lapilli-tartalmú tufa a Holdvilág-árokban(Visegrádi-hegység; fotók: Harangi Szabolcs)



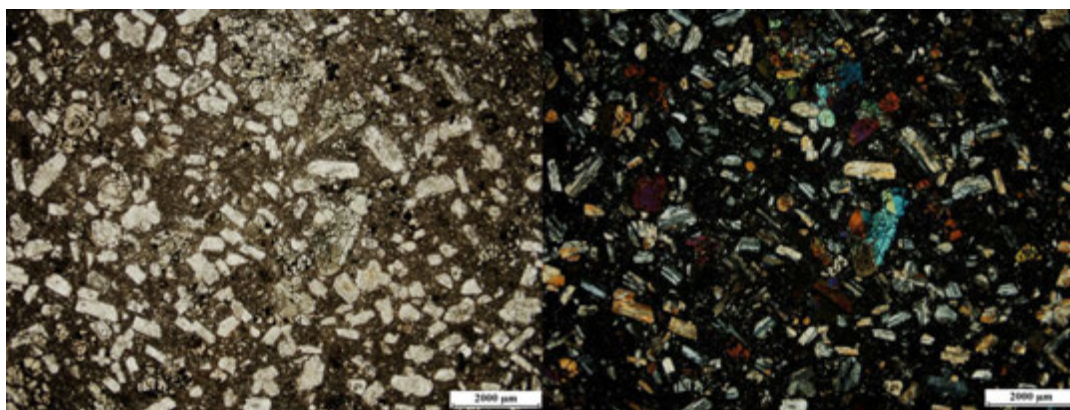
VI.117. ábra – Miocén andezitek: izzófelhők képződményei – blokk- és hamuár üledék a dobogókői Thirring-szikláknál (Visegrádi-hegység; fotók: Harangi Szabolcs)



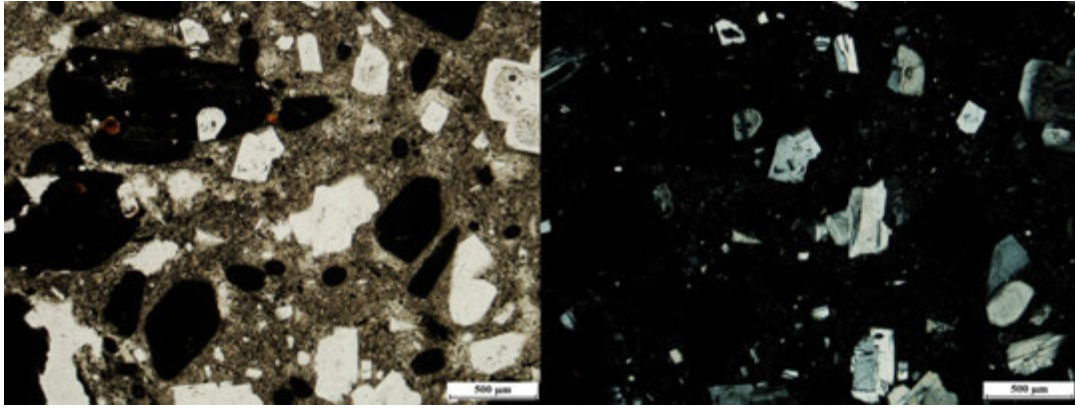
VI.118. ábra – Miocén andezitek: a visegrádi Vár-hegy egy hatalmas törmeléklavina lezúdulással járó lejtőcsuszamlás emlékét őrzi. Jobbra a törmeléklavina képződménye (Visegrádi-hegység; fotók: Harangi Szabolcs)



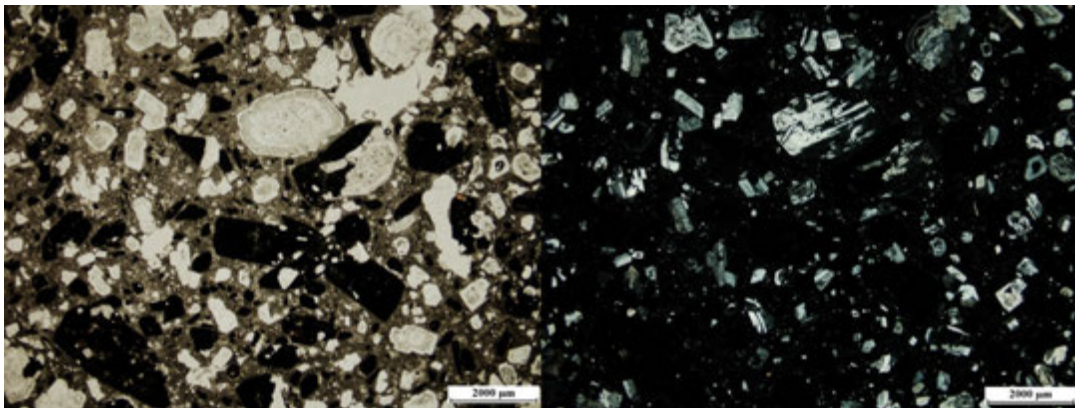
VI.119. ábra – A dömörkapui piroxén-andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



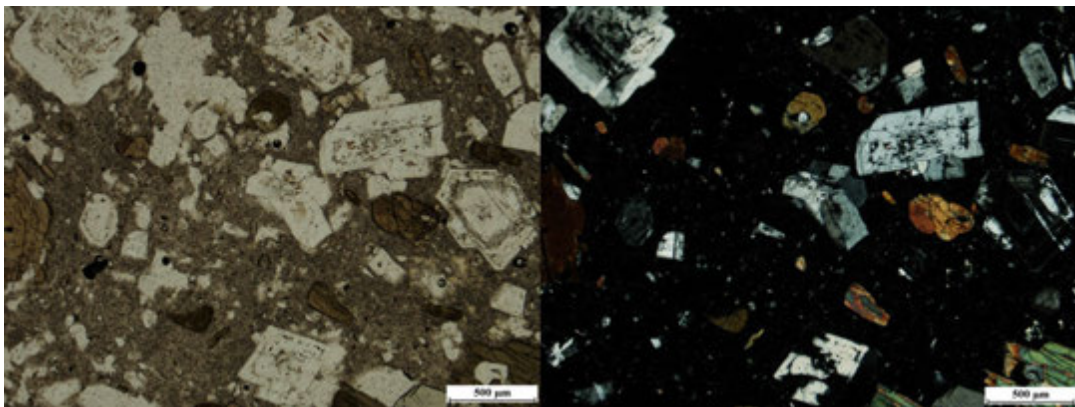
VI.120. ábra – A dömörkapui piroxén-andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



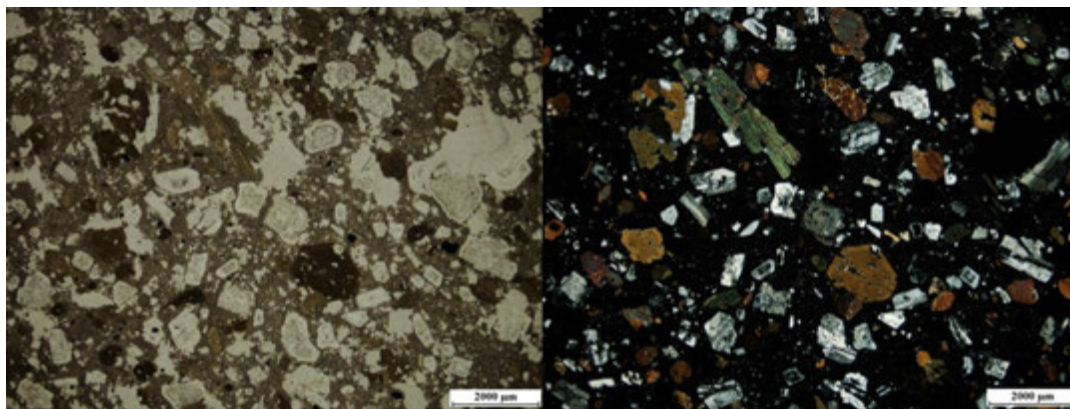
VI.121. ábra – A Vadálló-kövek vörös andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Az amfibolok gyakorlatilag teljesen opacitosodottak. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



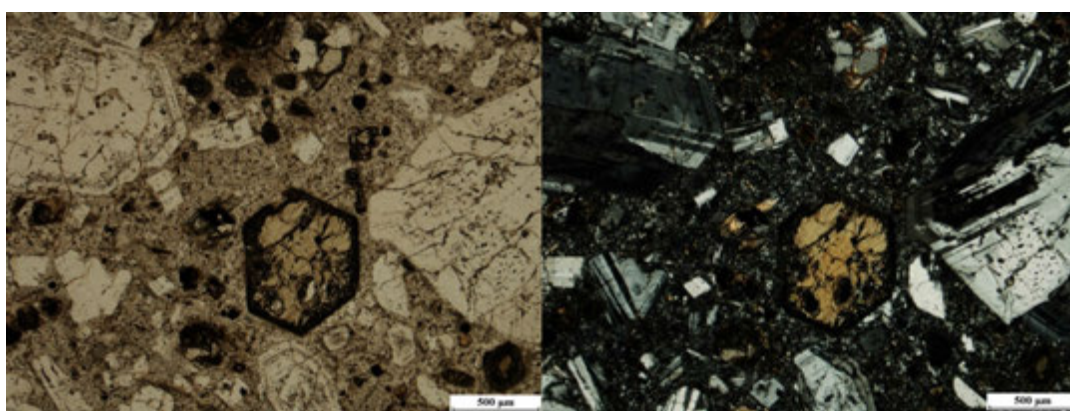
VI.122. ábra – A Vadálló-kövek vörös andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Az amfibolok gyakorlatilag teljesen opacitosodottak. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



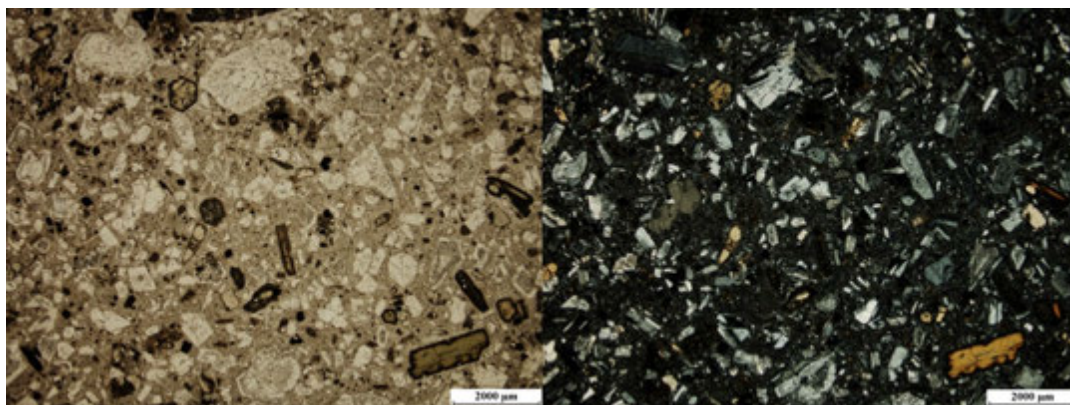
VI.123. ábra – A Vadálló-kövek világosszürke amfibol-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



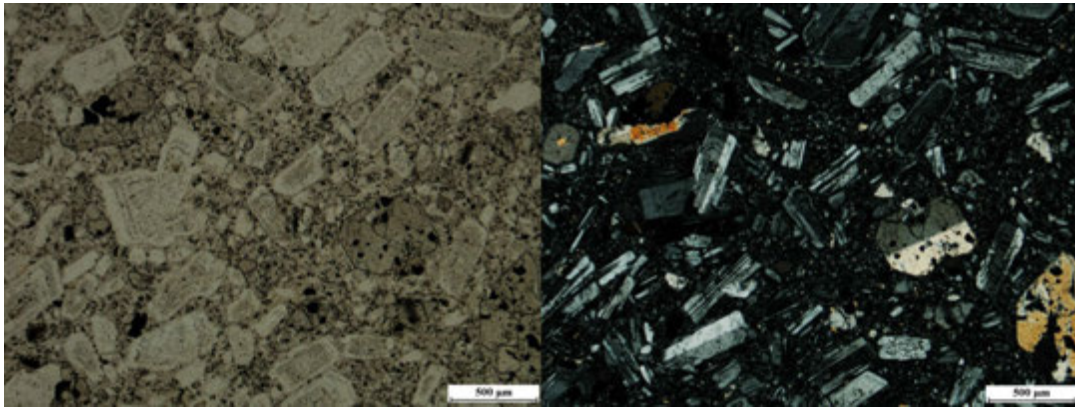
VI.124. ábra – A Vadálló-kövek világosszürke amfibol-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



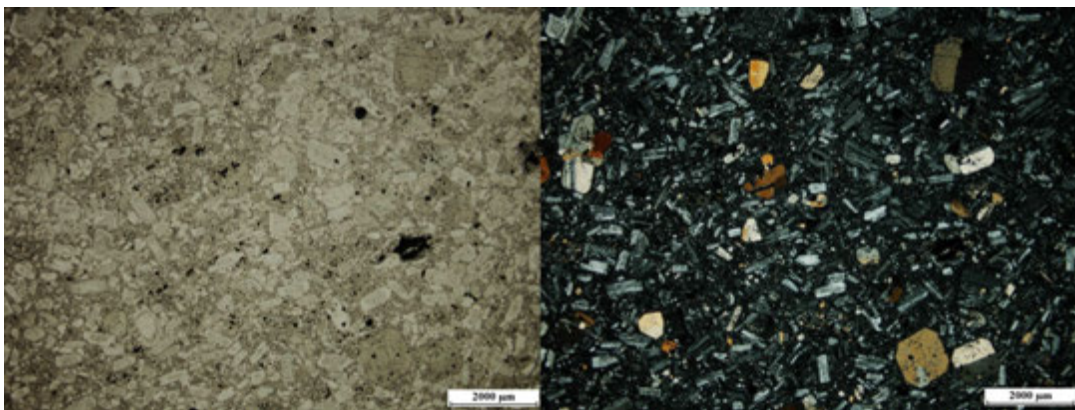
VI.125. ábra – A Holdvilág-árok amfibol-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



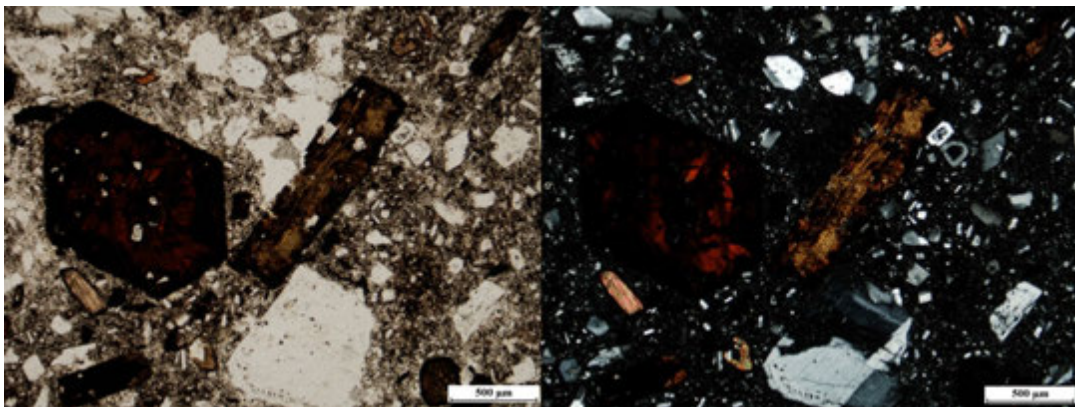
VI.126. ábra – A Holdvilág-árok amfibol-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



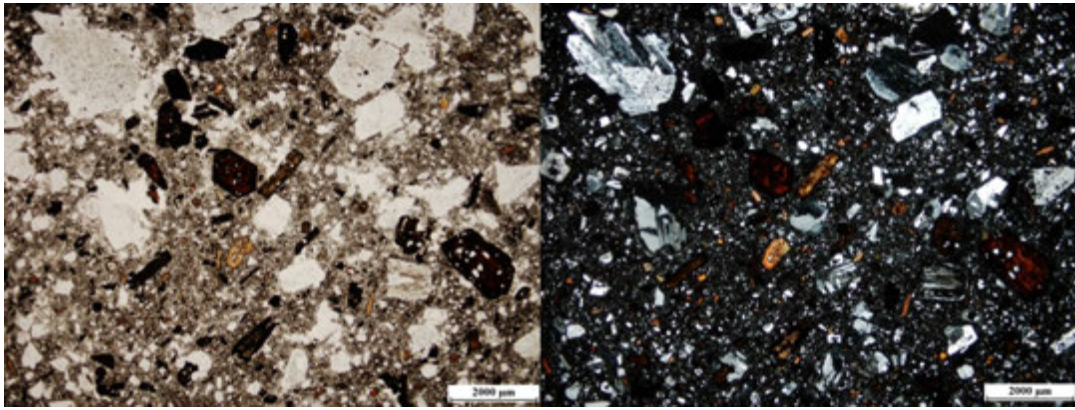
VI.127. ábra – A Prépost-hegy piroxén-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



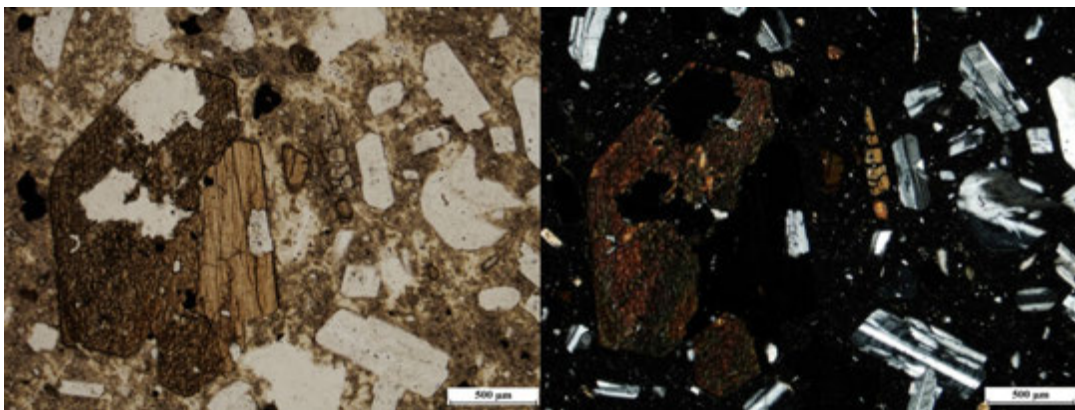
VI.128. ábra – A Prépost-hegy piroxén-andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



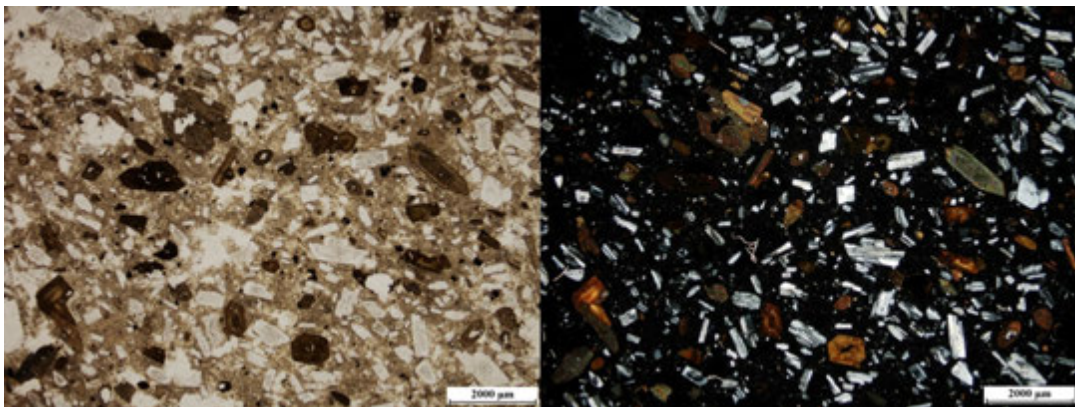
VI.129. ábra – Börzsönyi andezitek: A királyréti amfibol-oxiandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



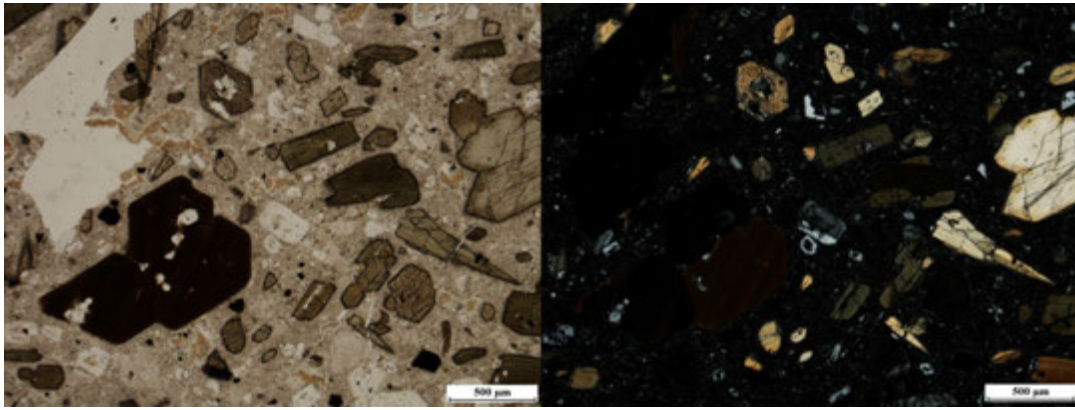
VI.130. ábra – Börzsönyi andezitek: A királyréti amfibol-oxiandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



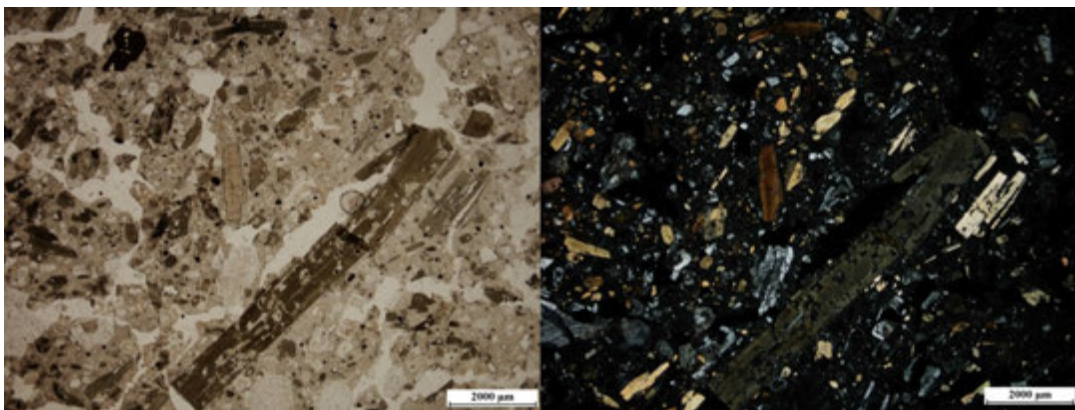
VI.131. ábra – Börzsönyi andezitek: A hártókúti amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



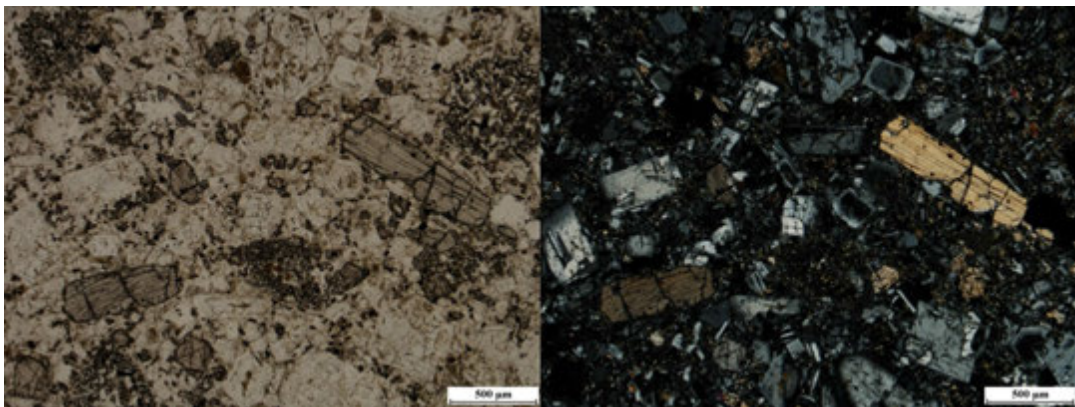
VI.132. ábra – Börzsönyi andezitek: A hártókúti amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



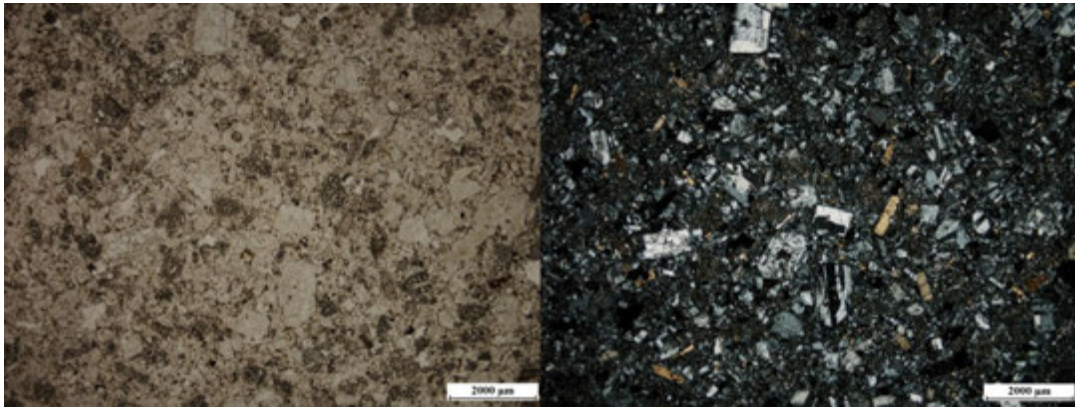
VI.133. ábra – Börzsönyi andezitek: A pereshegyi hiperszténés biotit-amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. A képeken mind a három ásvány megfigyelhető. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



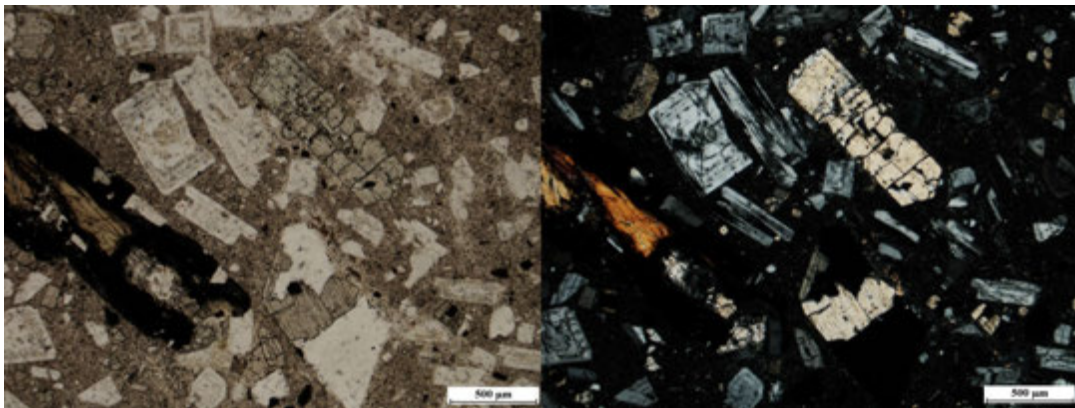
VI.134. ábra – Börzsönyi andezitek: A pereshegyi hiperszténés biotit-amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



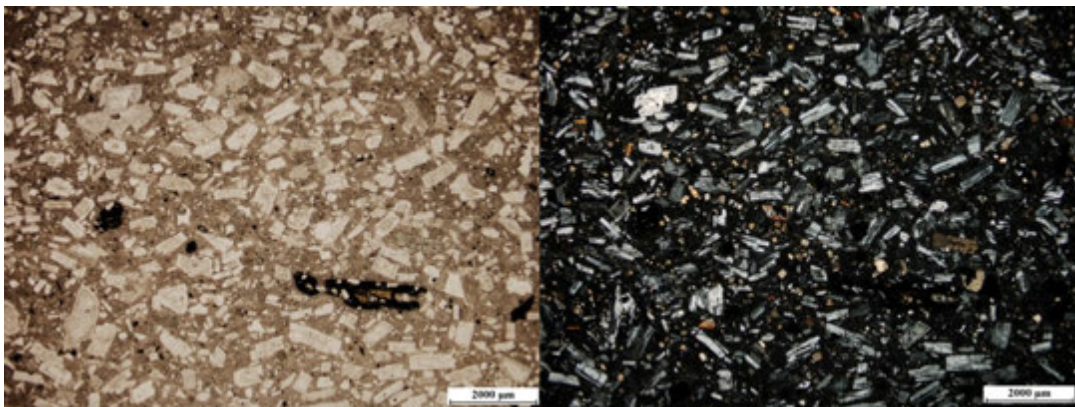
VI.135. ábra – Börzsönyi andezitek: A nagy-sashegyi hiperszténandezit jellegzetes mikroszkópi képe. A képeken jól láthatók a hipersztének (ortopiroxén). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.136. ábra – Börzsönyi andezitek: A nagy-sashegyi hiperszténandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyíkos, jobbra keresztezett nyíkos kép.

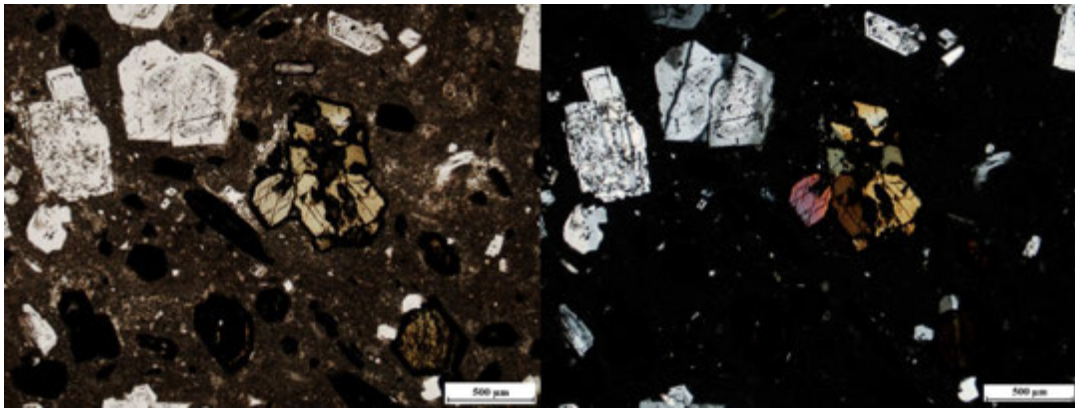


VI.137. ábra – Börzsönyi andezitek: A nagy-inóci amfibol-piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Az egykori lávafolyásból kialakult kőzet szövete gyengén irányított. Balra egy nyíkos, jobbra keresztezett nyíkos kép.

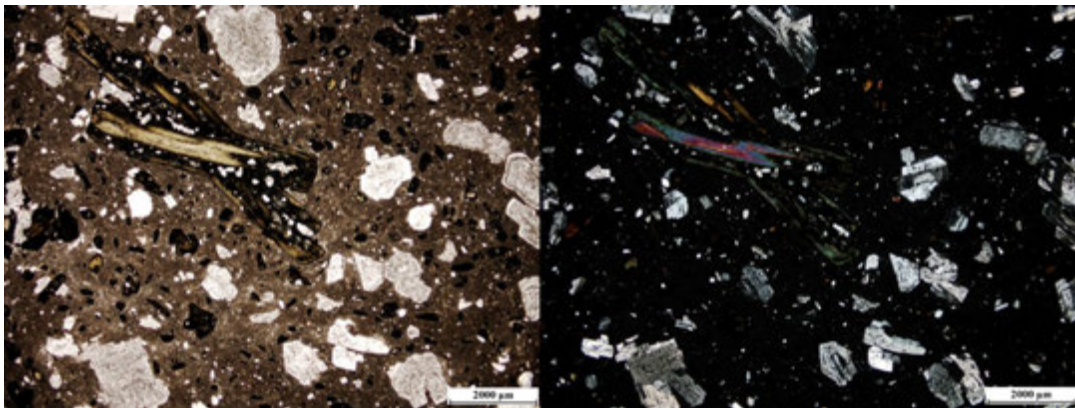


VI.138. ábra – Börzsönyi andezitek: A nagy-inóci amfibol-piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Az egykori lávafolyásból kialakult kőzet szövete gyengén irányított. Balra egy nyíkos, jobbra keresztezett nyíkos kép.

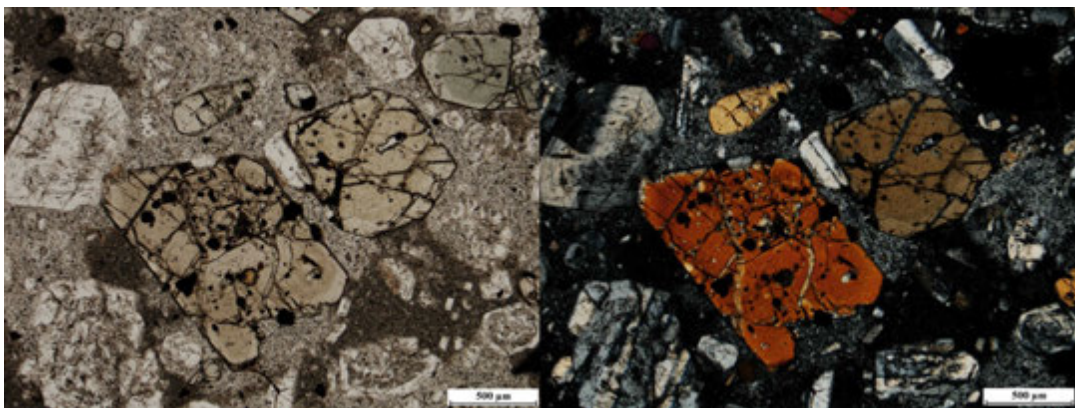
Selmec-Körmöc vulkáni komplexum (10-16 millió éves)



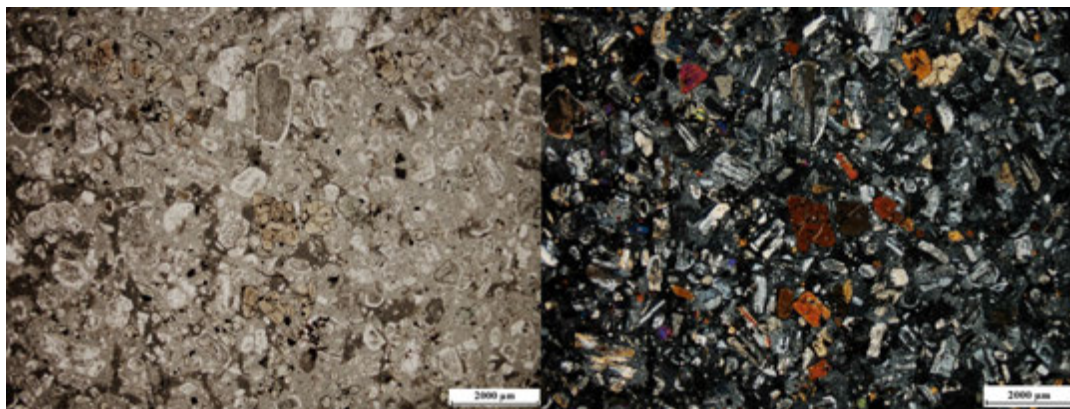
VI.139. ábra – A zólyombereznai (Breziny, Szlovákia) gránátos amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. A kisebb amfibolok teljesen opacitosodottak. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



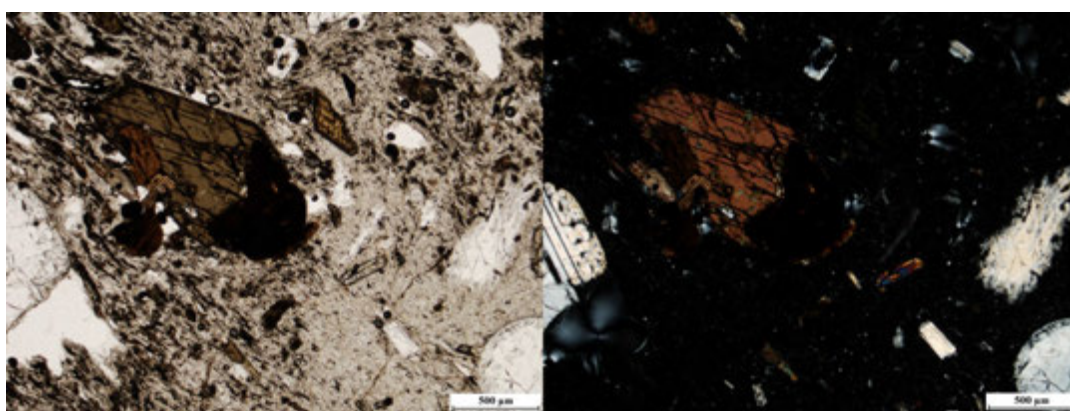
VI.140. ábra – A zólyombereznai (Breziny, Szlovákia) gránátos amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. A kisebb amfibolok teljesen opacitosodottak. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



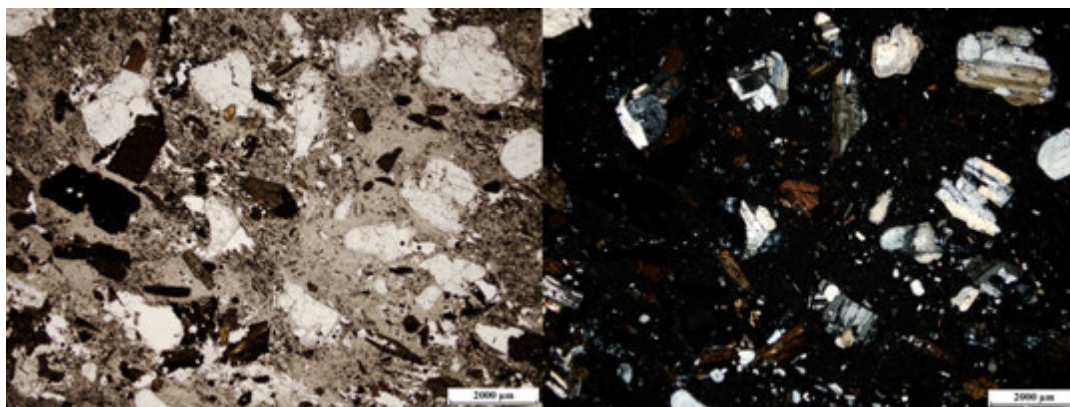
VI.141. ábra – A ledényi (Ladzany, Szlovákia) piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



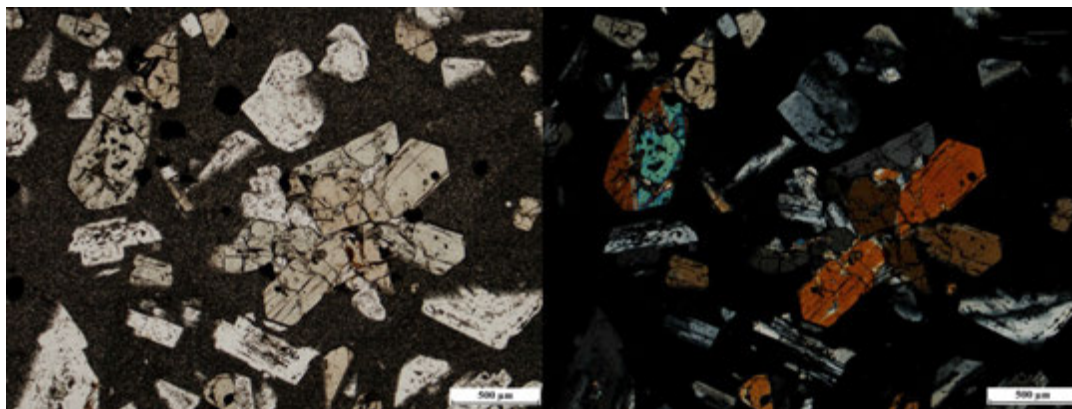
VI.142. ábra – A ledényi (Ladzany, Szlovákia) piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



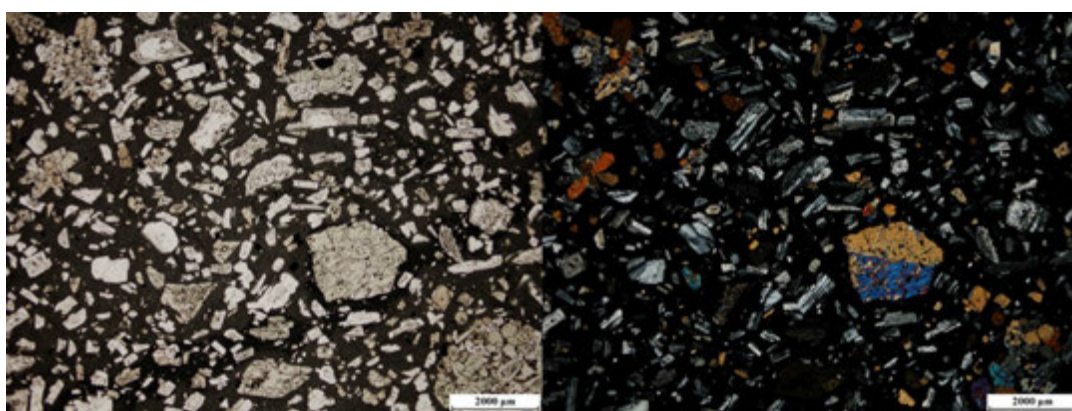
VI.143. ábra – A dallosi (Ihráč, Szlovákia) amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



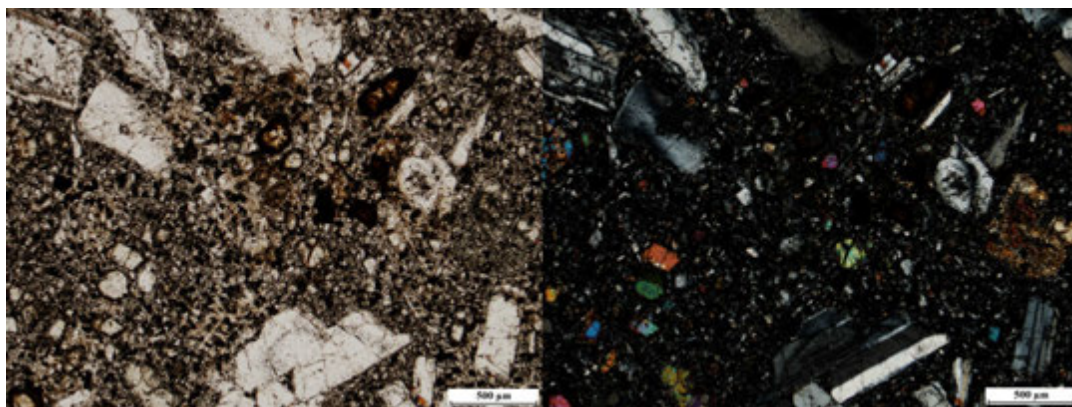
VI.144. ábra – A dallosi (Ihráč, Szlovákia) amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



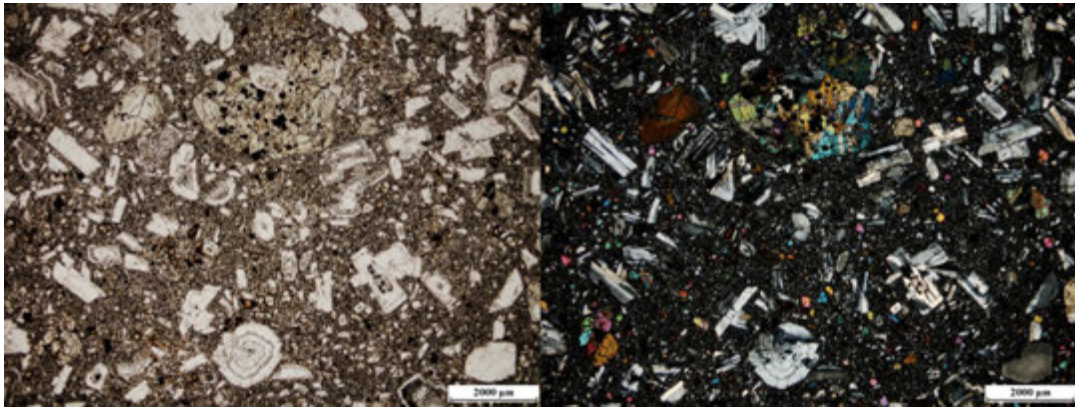
VI.145. ábra – A magasmajtényi (Hrušov, Szlovákia) piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.146. ábra – A magasmajtényi (Hrušov, Szlovákia) piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.147. ábra – A farkas-hegyi (Vlni Vrch, Szlovákia) bazaltos andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.148. ábra – A farkas-hegyi (Vlci Vrch, Szlovákia) bazaltos andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

Cserhát (13-16 millió éves)



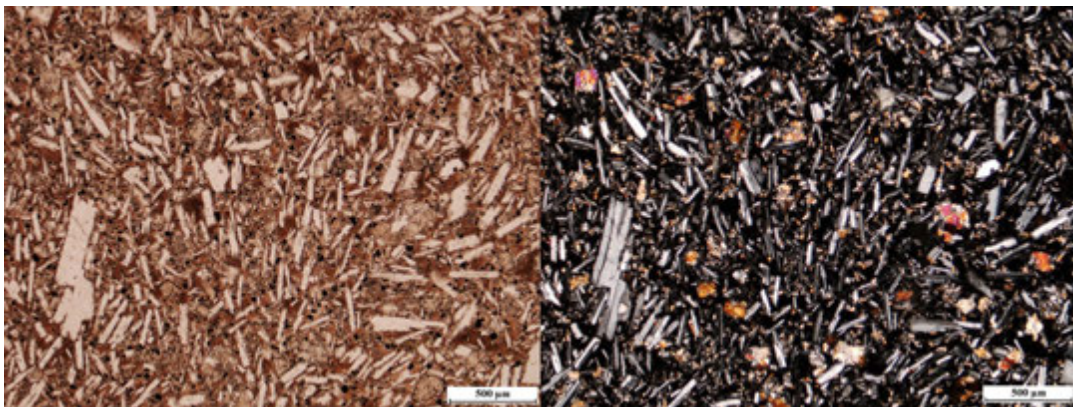
VI.149. ábra – A Cserhát andezites (pirossal jelölve) vulkáni előfordulásai



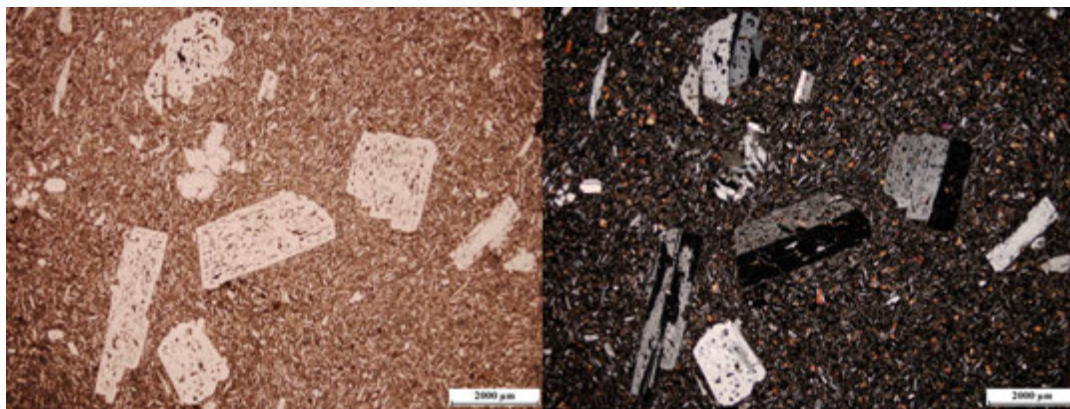
VI.150. ábra – Oszlopos elválású andezites (Szanda és Bér; fotók: Harangi Szabolcs)



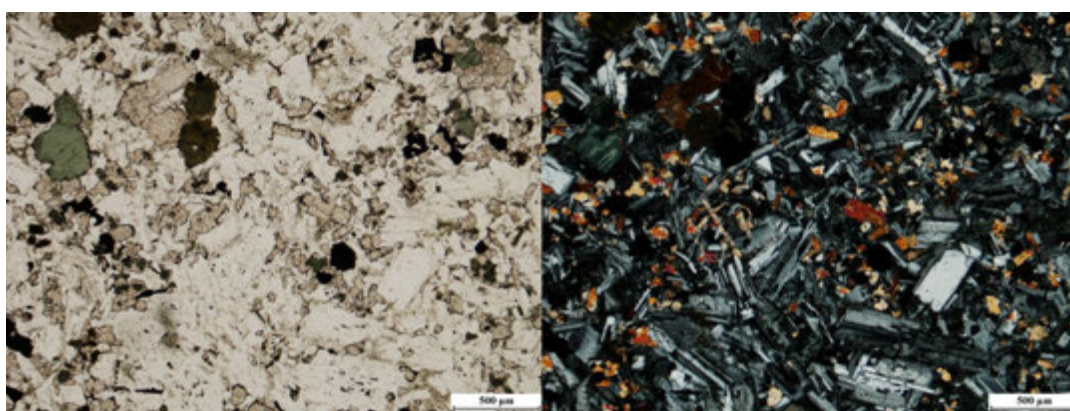
VI.151. ábra – Cserhádi andezit vulkánok: Sámsonháza lávaközetei és piroklasztit rétegei (fotó: Harangi Szabolcs)



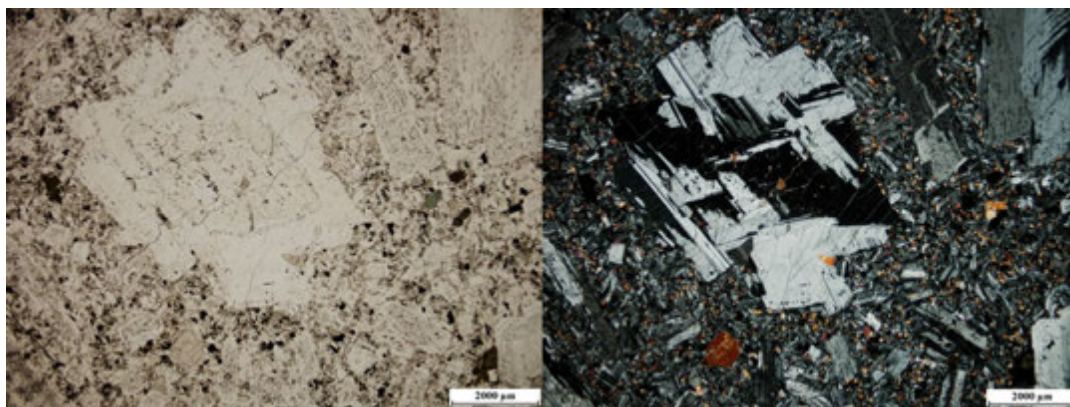
VI.152. ábra – A szanda-hegyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



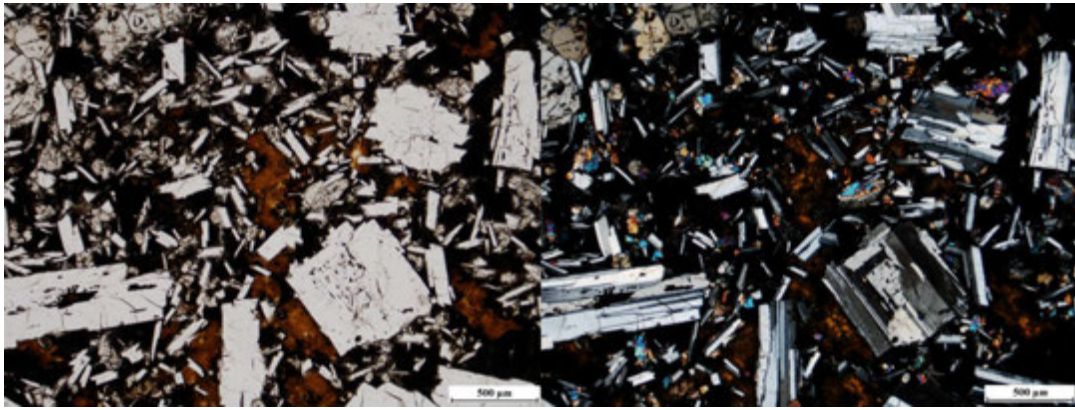
VI.153. ábra – A szanda-hegyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztesztett nikolos kép.



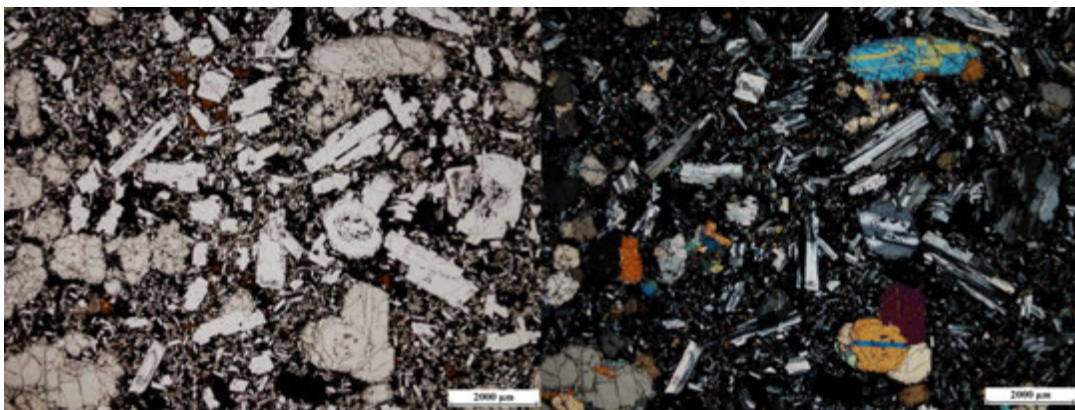
VI.154. ábra – A berceli piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztesztett nikolos kép.



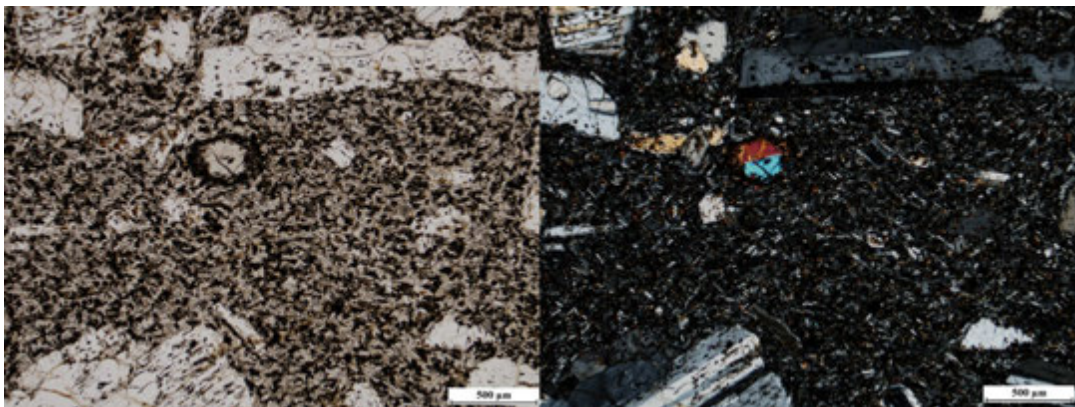
VI.155. ábra – A berceli piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztesztett nikolos kép.



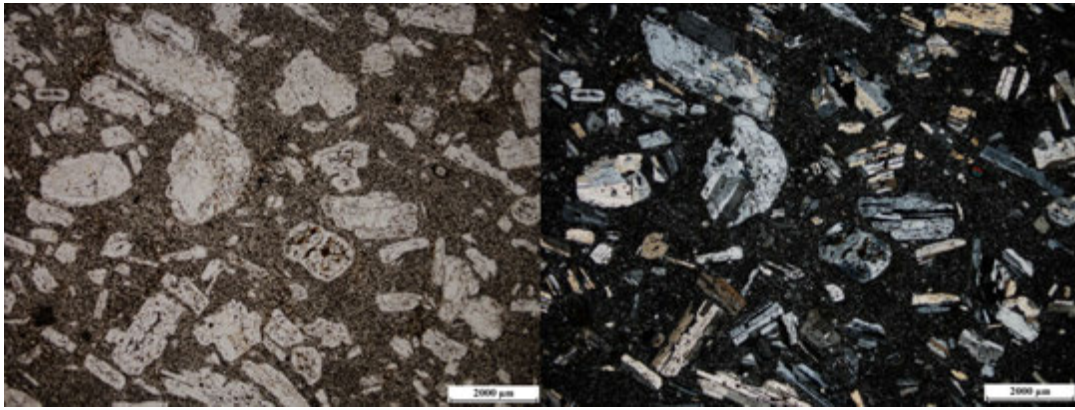
VI.156. ábra – A bérei piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



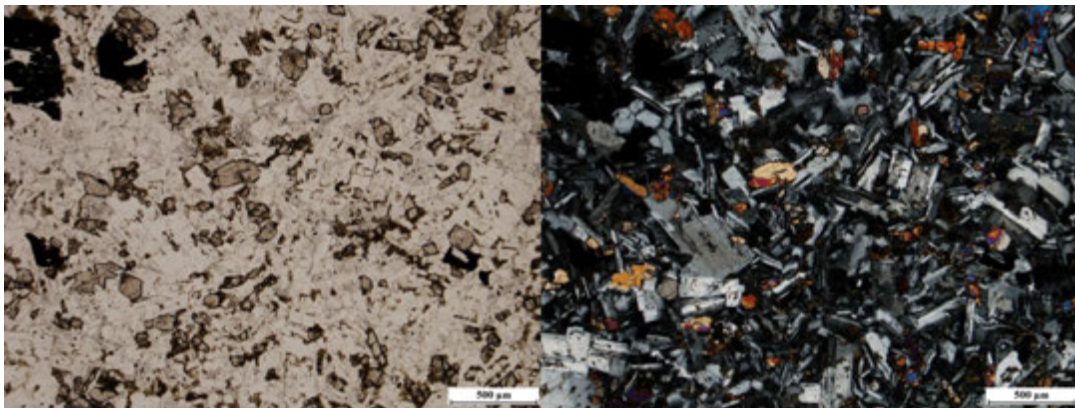
VI.157. ábra – A bérei piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



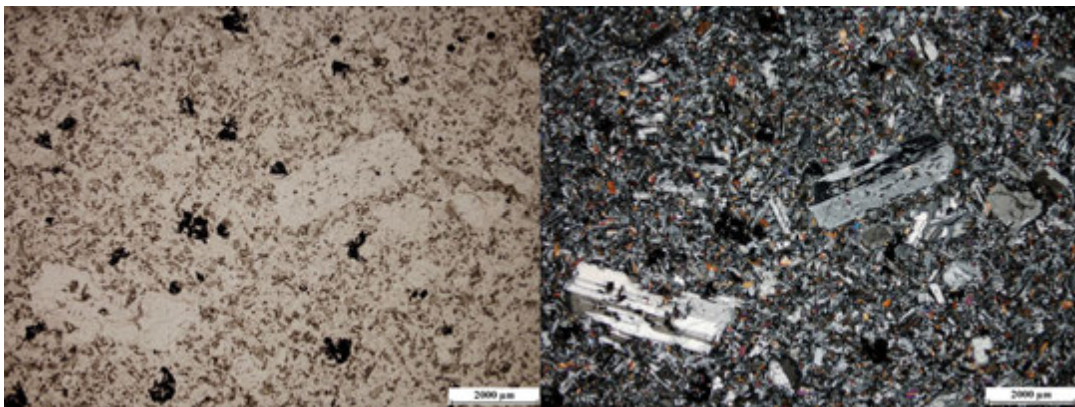
VI.158. ábra – A bujáki piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.159. ábra – A bujáki piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

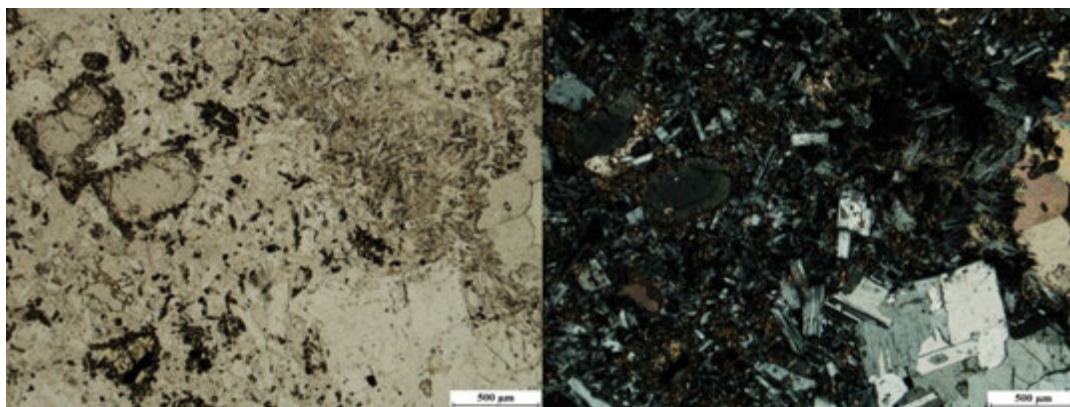


VI.160. ábra – A zsunypusztai biotitos piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

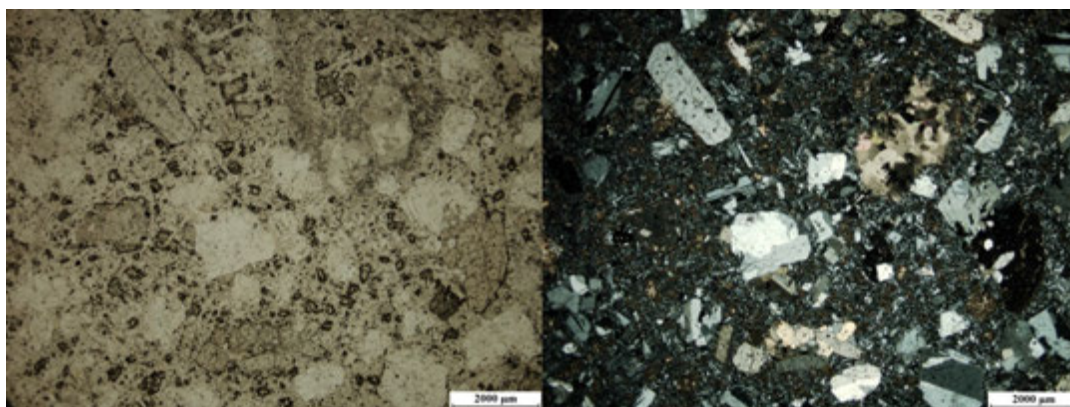


VI.161. ábra – A zsunypusztai biotitos piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

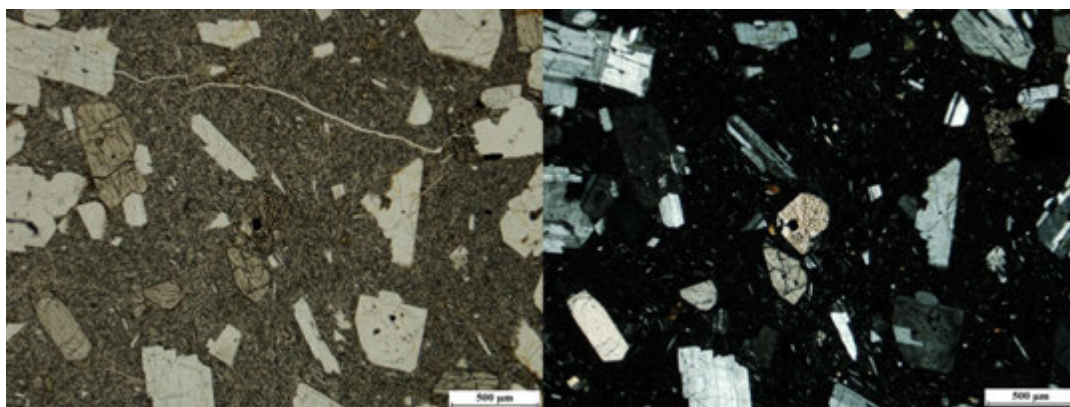
Mátra (13-17 millió éves)



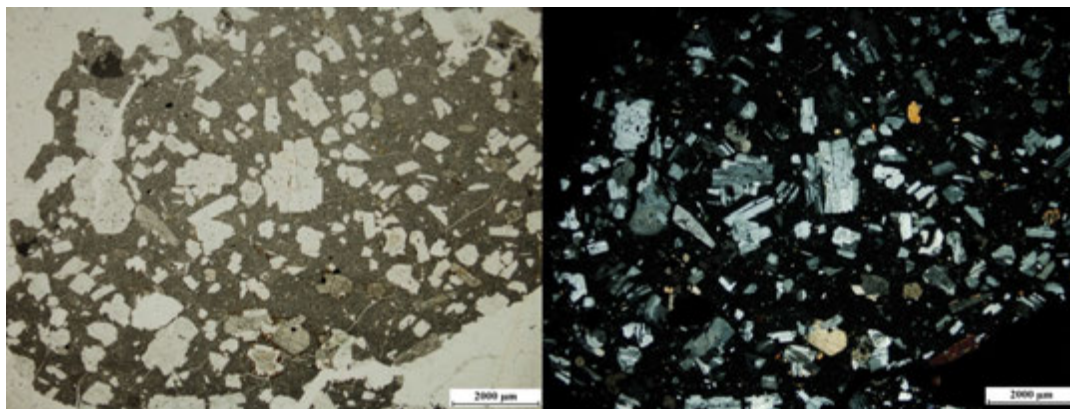
VI.162. ábra – A csákánykői mandulaköves andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyolcos, jobbra keresztezett nyolcos kép.



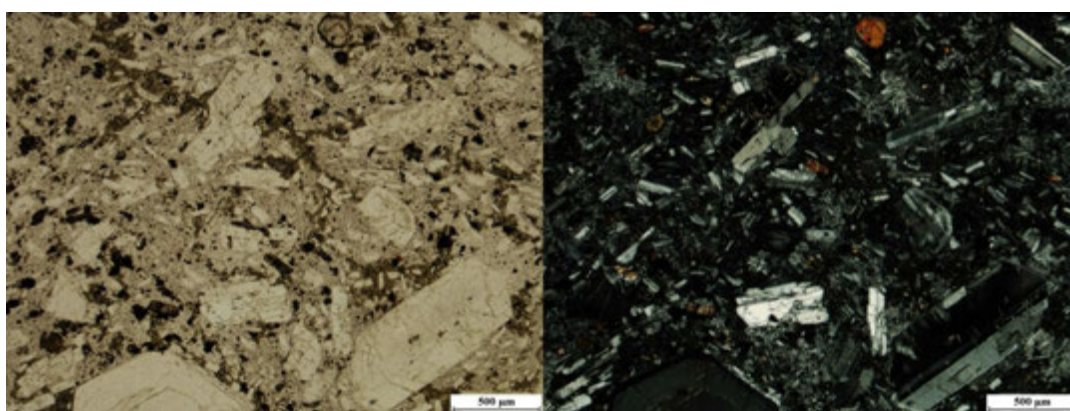
VI.163. ábra – A csákánykői mandulaköves andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyolcos, jobbra keresztezett nyolcos kép.



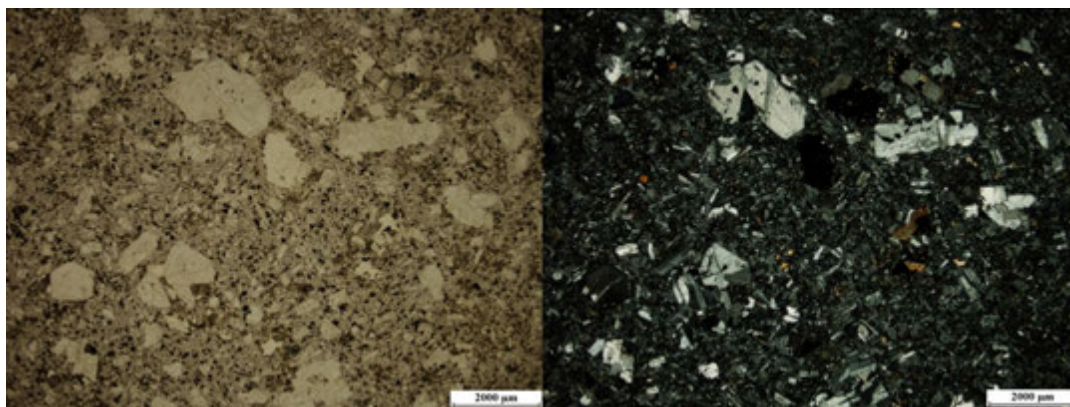
VI.164. ábra – A károlyvári piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyolcos, jobbra keresztezett nyolcos kép.



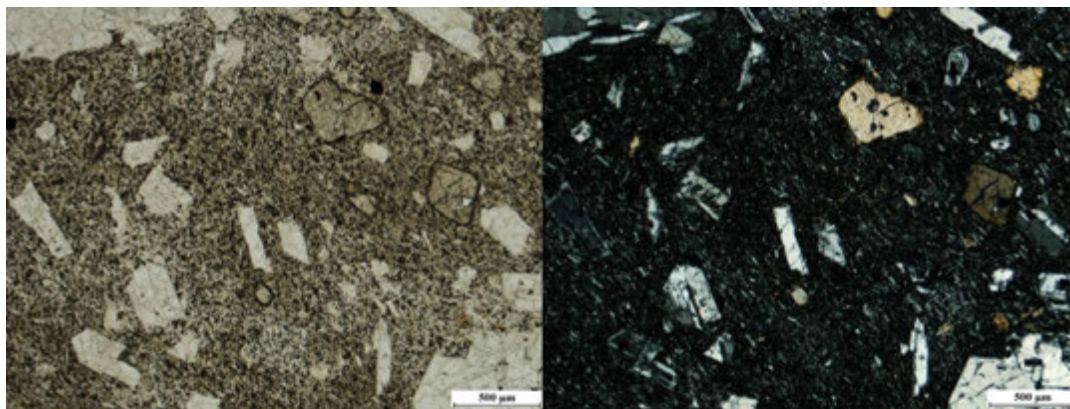
VI.165. ábra – A károlyvári piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



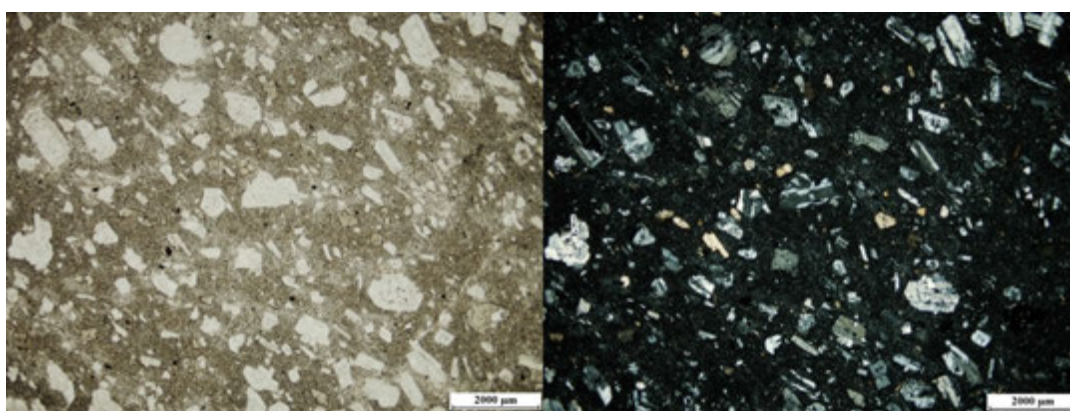
VI.166. ábra – A nagyátalkői amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



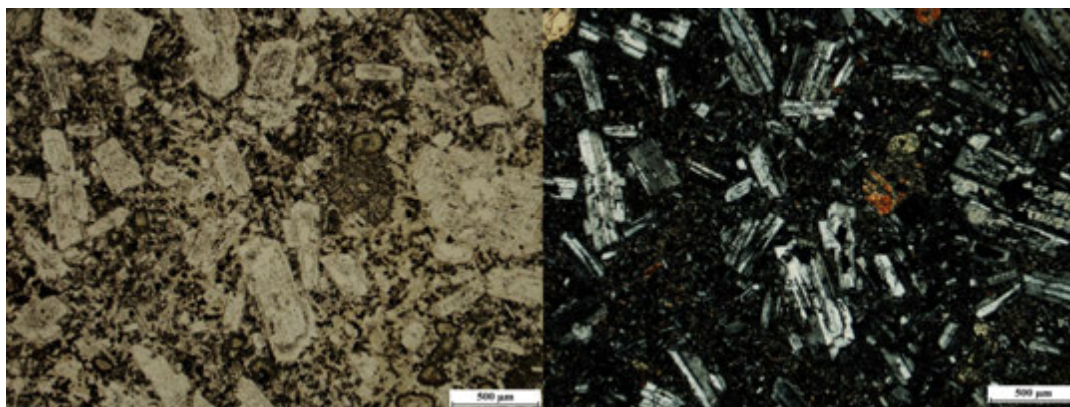
VI.167. ábra – A nagyátalkői amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



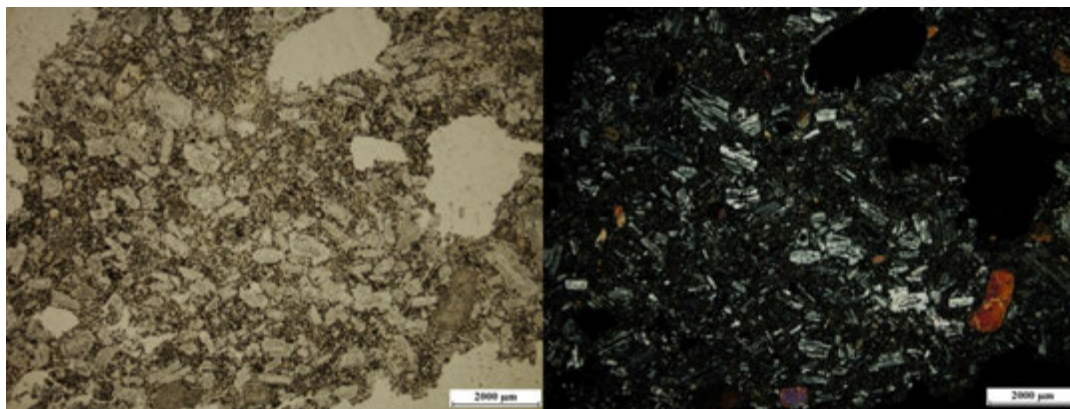
VI.168. ábra – A sás-tői piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.169. ábra – A sás-tői piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.170. ábra – A tari amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

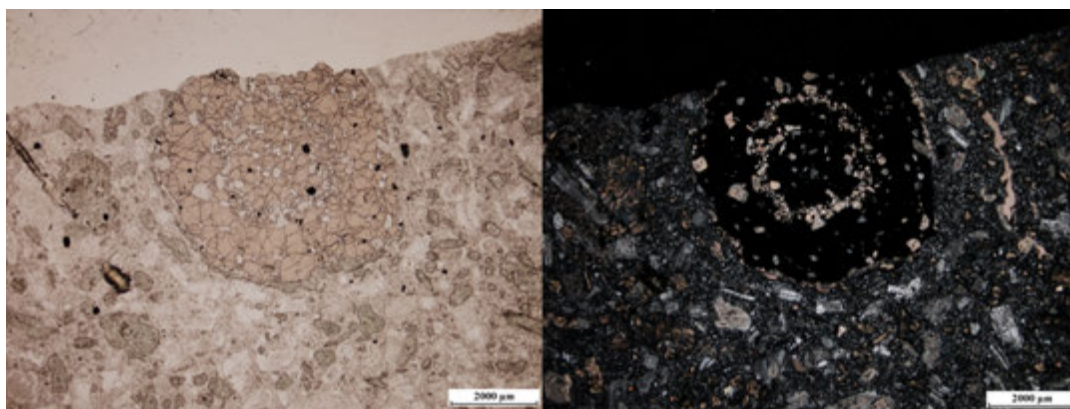


VI.171. ábra – A tari amfibolandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

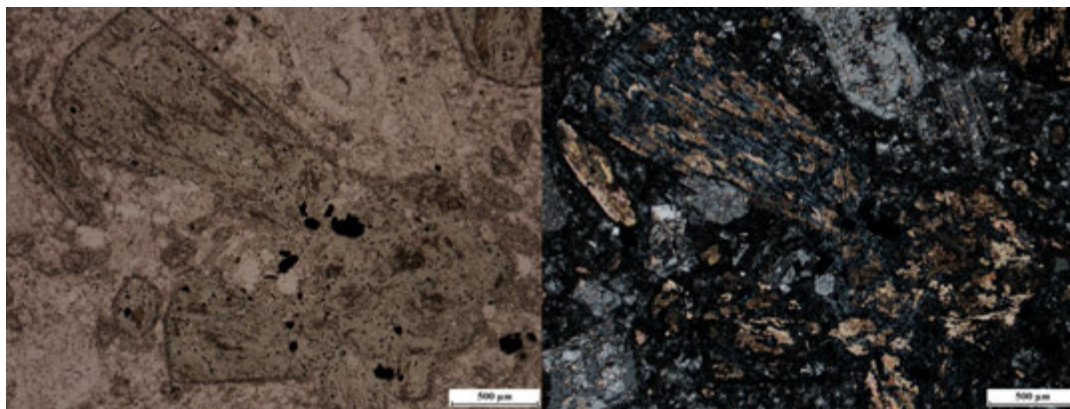
Karancs (15-16 millió éves)



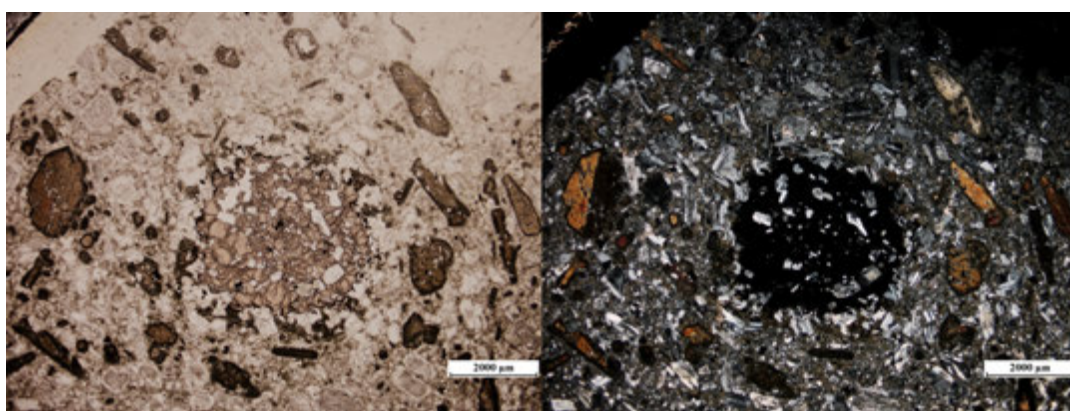
VI.172. ábra – A Karancs szubvulkáni gránátos andezit tömbje



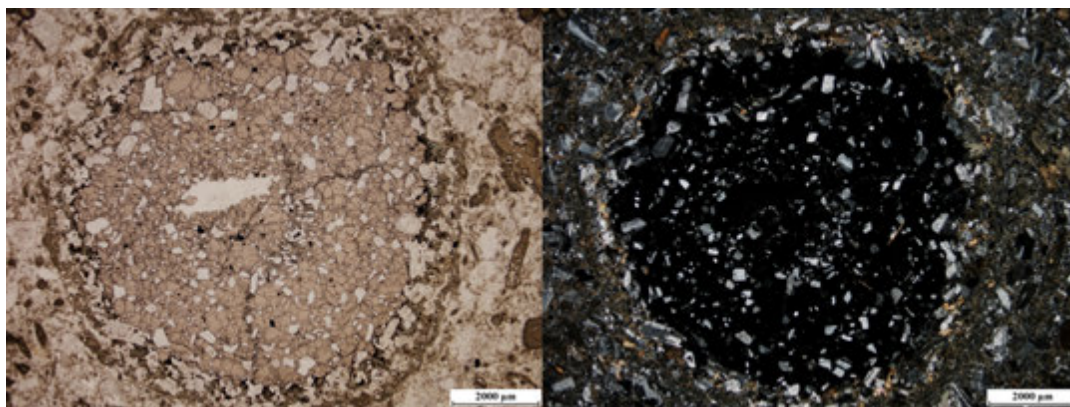
VI.173. ábra – A karancs-farkaslyuki gránátos andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.174. ábra – A karancs-farkaslyuki gránátos andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

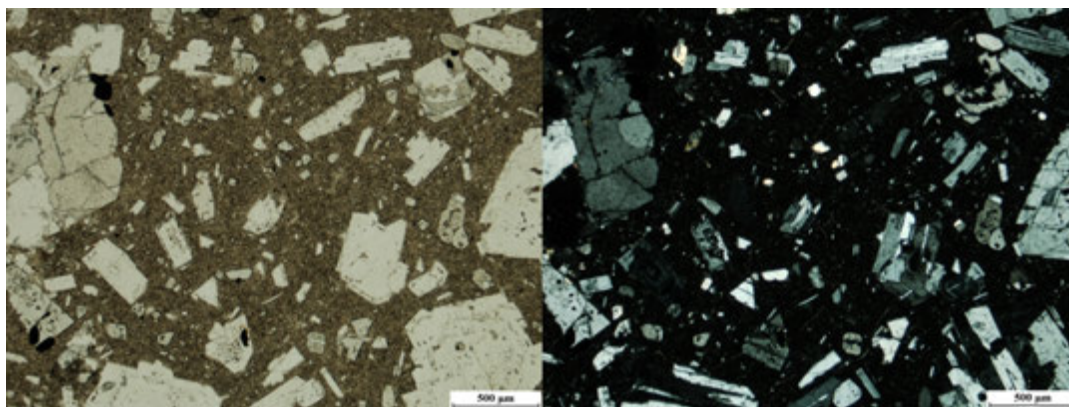


VI.175. ábra – A Sátorosi-kőfejtő gránátos andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

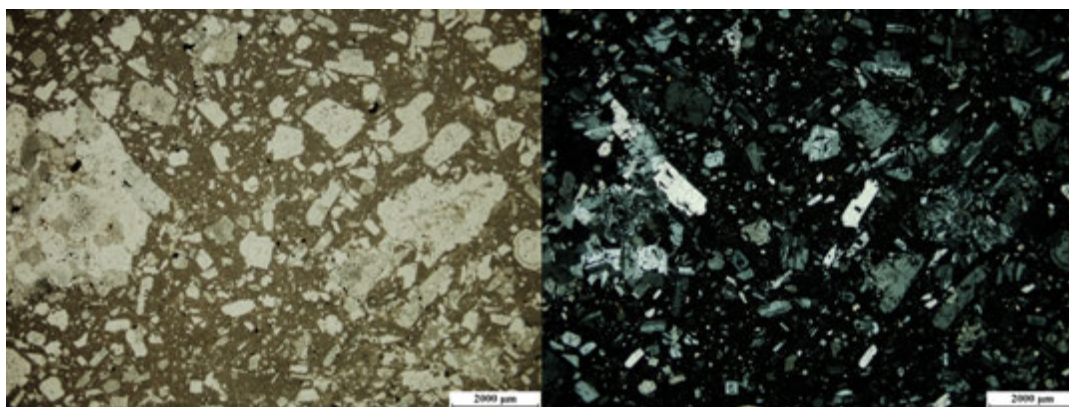


VI.176. ábra – A Sátorosi-kőfejtő gránátos andezitjének jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

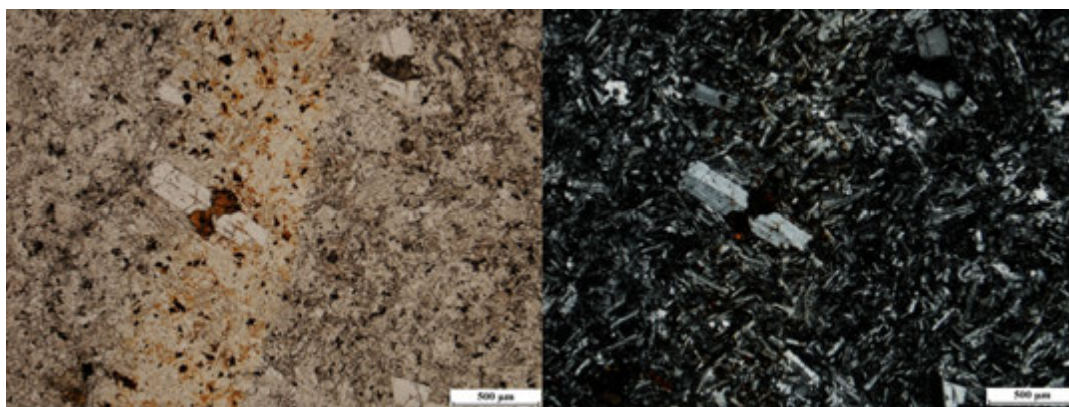
Tokaji-hegység (10-16 millió éves)



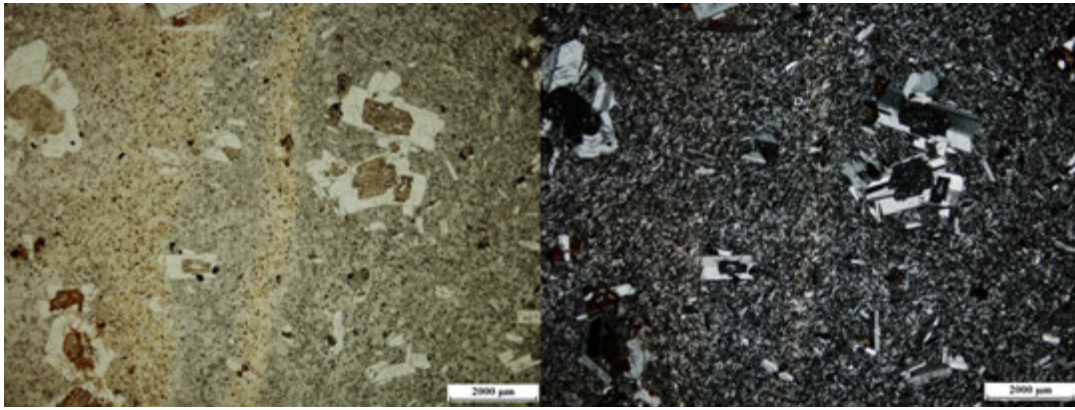
VI.177. ábra – A mulató-hegyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



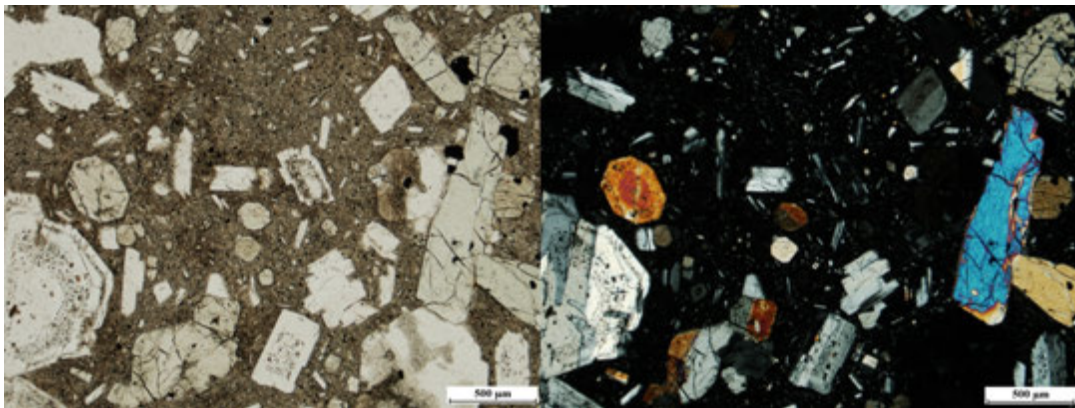
VI.178. ábra – A mulató-hegyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



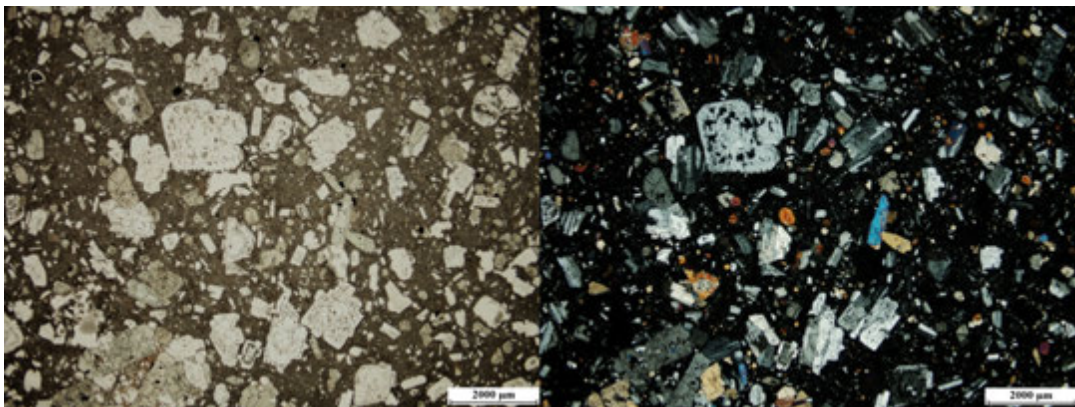
VI.179. ábra – A mulató-hegyi sávós andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



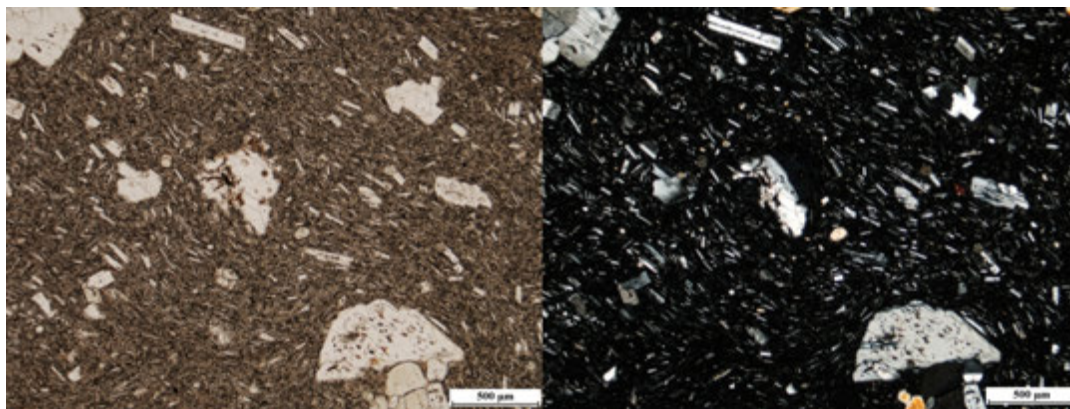
VI.180. ábra – A mulató-hegyi sávos andezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



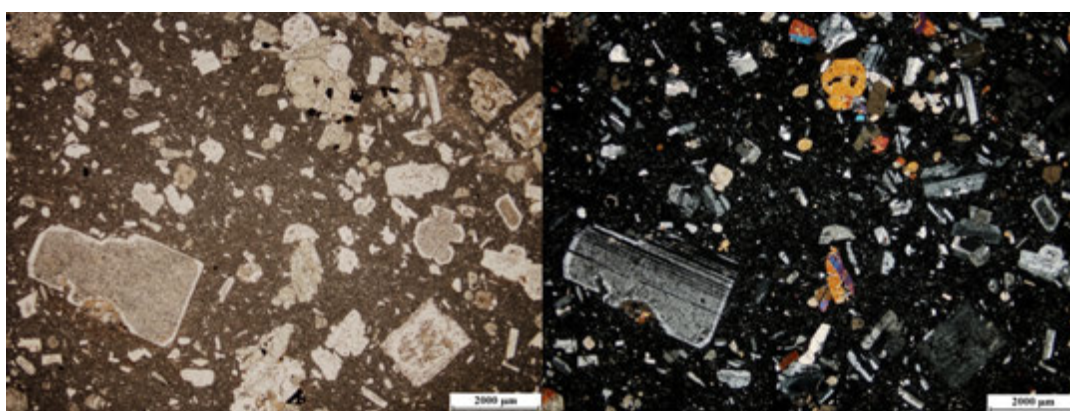
VI.1816. ábra – A fonyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.182. ábra – A fonyi piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



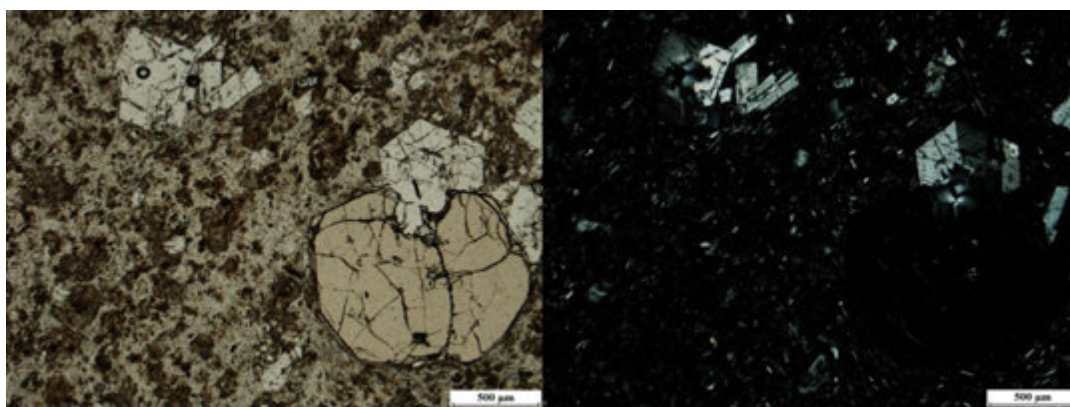
VI.183. ábra – A regéci piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



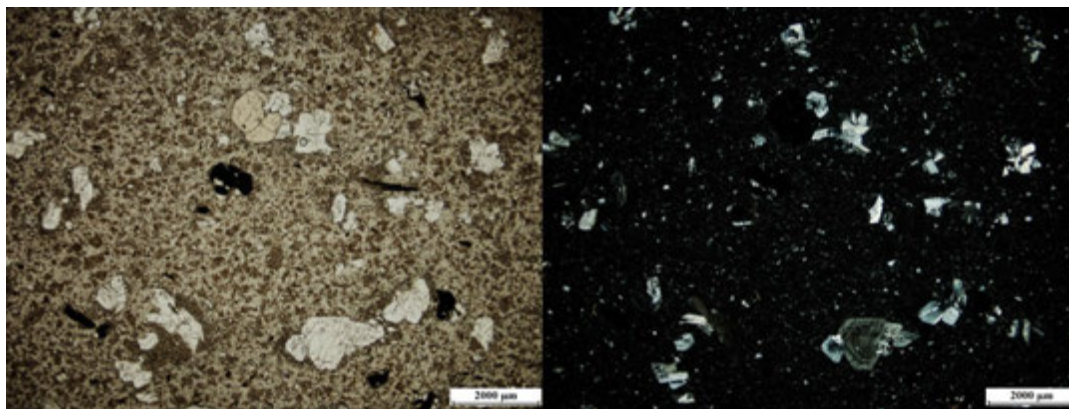
VI.184. ábra – A regéci piroxénandezit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

VI.4. Savanyú magmás kőzetek

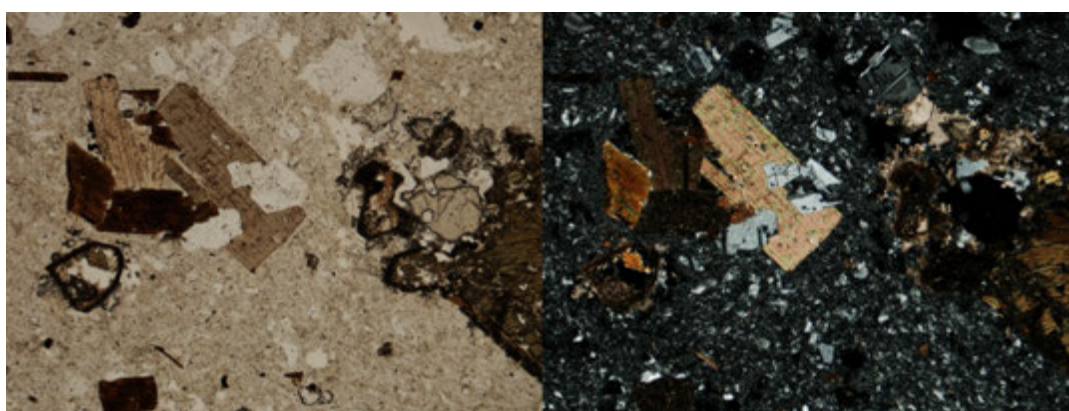
DÁCIT



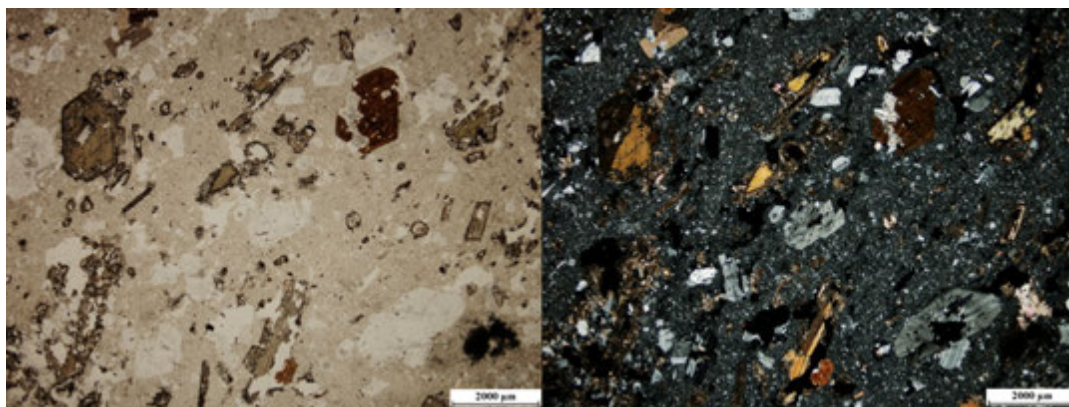
VI.185. ábra – A pilisszentkereszt (Visegrádi-hegység) gránátos riodácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



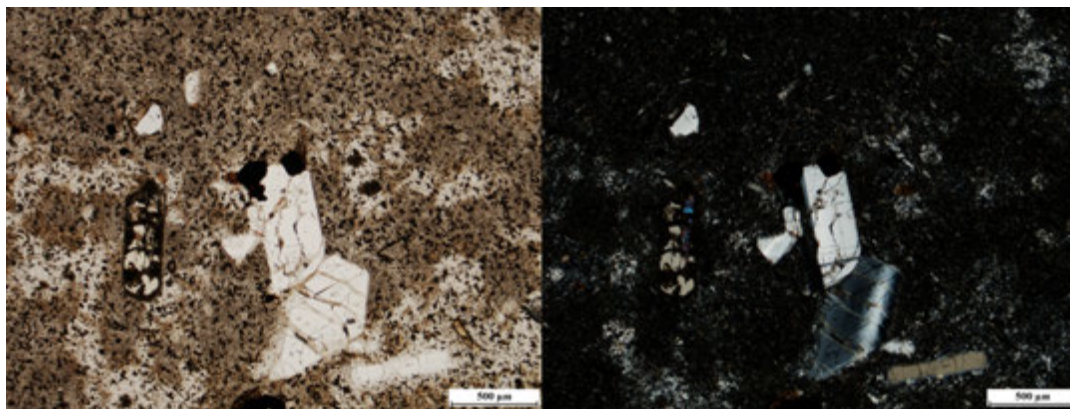
VI.186. ábra – A pilisszentkereszti (Visegrádi-hegység) gránátos riodácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett zárt nikolos kép.



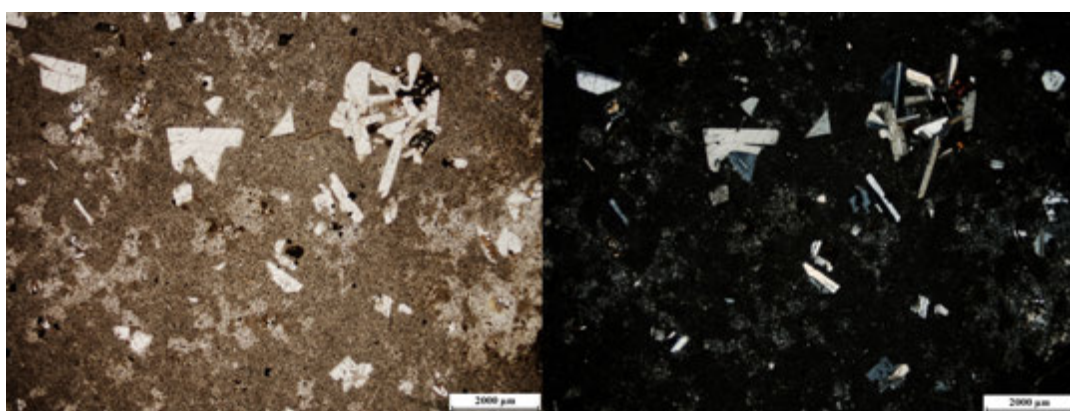
VI.187. ábra – A királyréti dácit (Börzsöny) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett zárt nikolos kép.



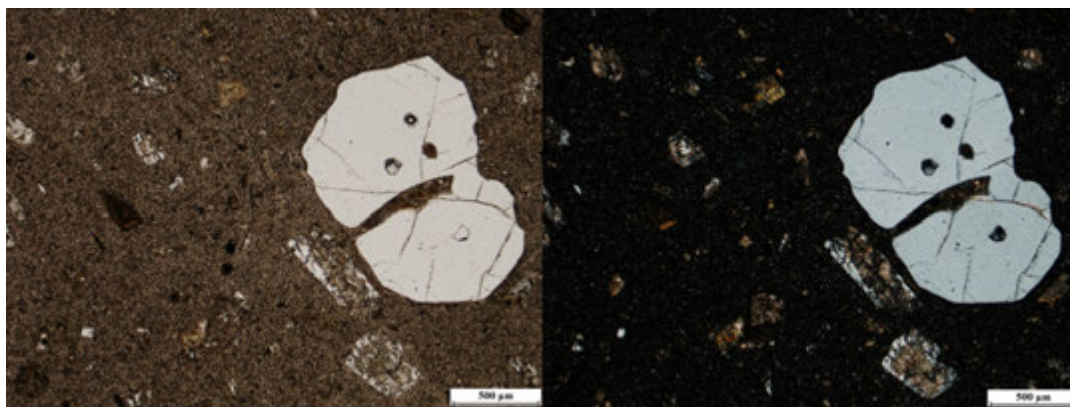
VI.188. ábra – A királyréti dácit (Börzsöny) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt, jobbra keresztezett zárt nikolos kép.



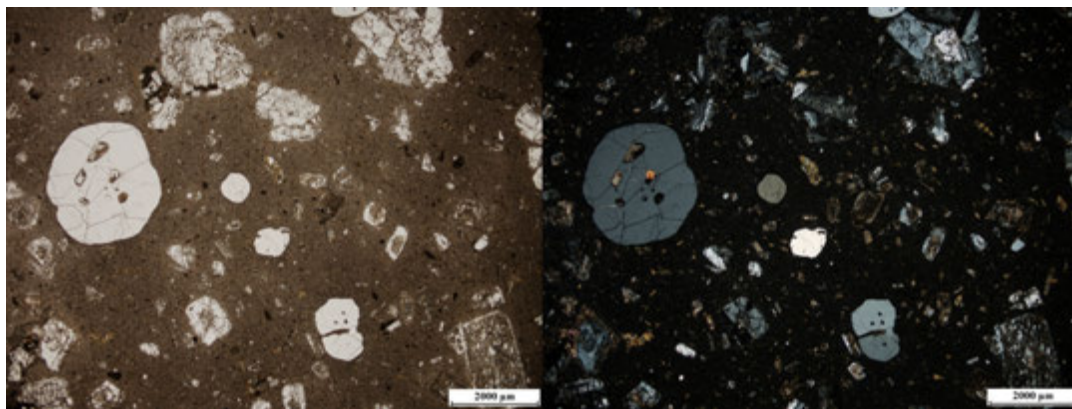
VI.189. ábra – A bagyani (Bad'an, Szlovákia) dácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.190. ábra – A bagyani (Bad'an, Szlovákia) dácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.191. ábra – A horhátci (Kyslinki, Szlovákia) rioládácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.192. ábra – A horhádi (Kyslinka, Szlovákia) riódácit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



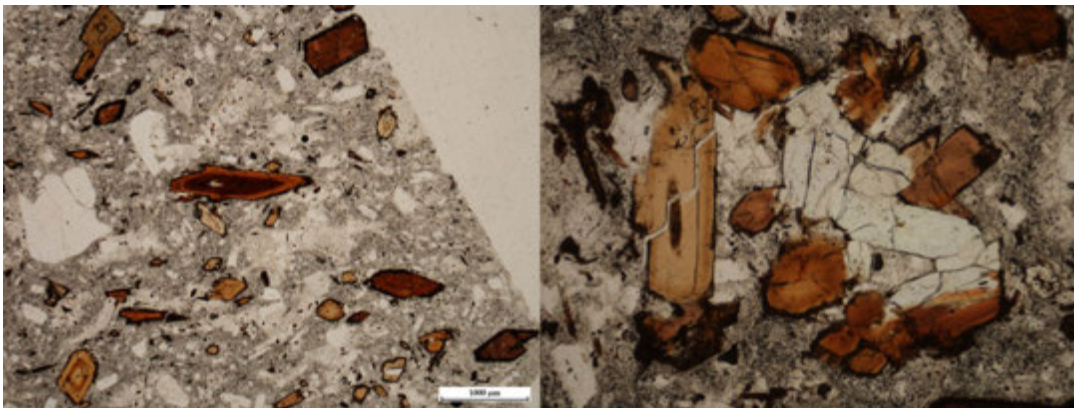
VI.193. ábra – A Csomád dácitos lávadóm együttese észak felől (fotó: Harangi Szabolcs).



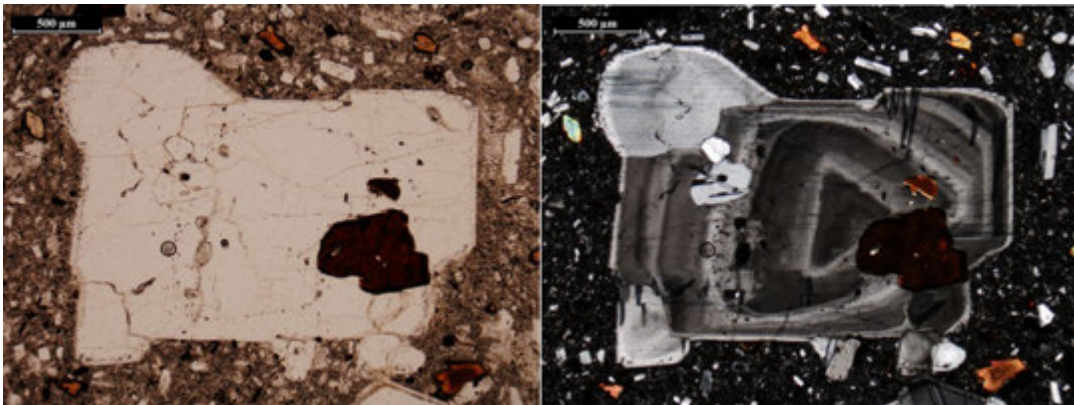
VI.194. ábra – A csomád Vár-tető dácit lávadómja és csomádi dácitos jellegzetes képe (fotók: Harangi Szabolcs).



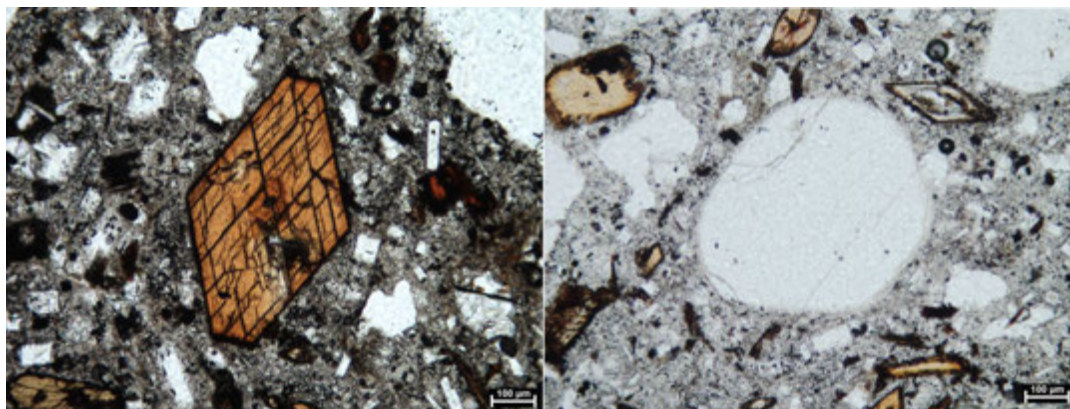
VI.195. ábra – Dácitos horzsaköves tefra réteg Kézdivásárhely határában és a tefra közeli képe (fotók: Harangi Szabolcs).



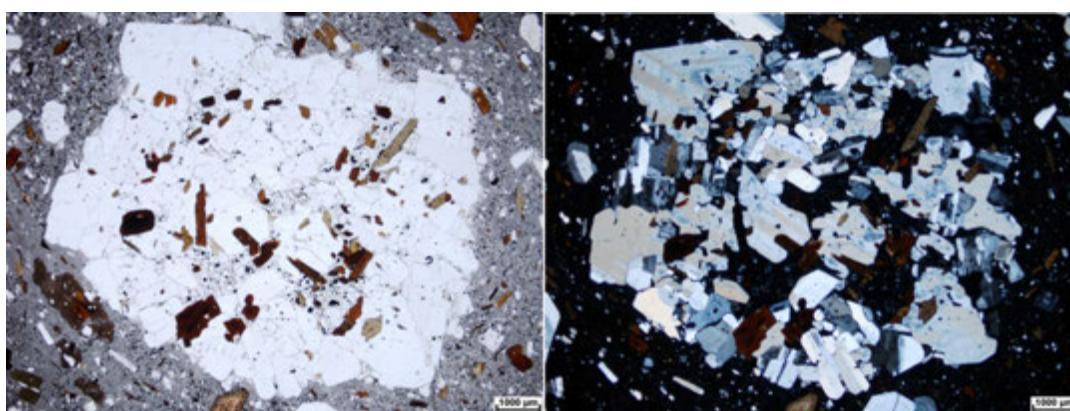
VI.196. ábra – Csomádi dácit: a kis-csomádi dácit jellemző mikroszkópos képe (amfibol és plagioklász feno- és antekristályok, jobbra klinopiroxén xenokristályok amfibollal). Egy nikolos képek.



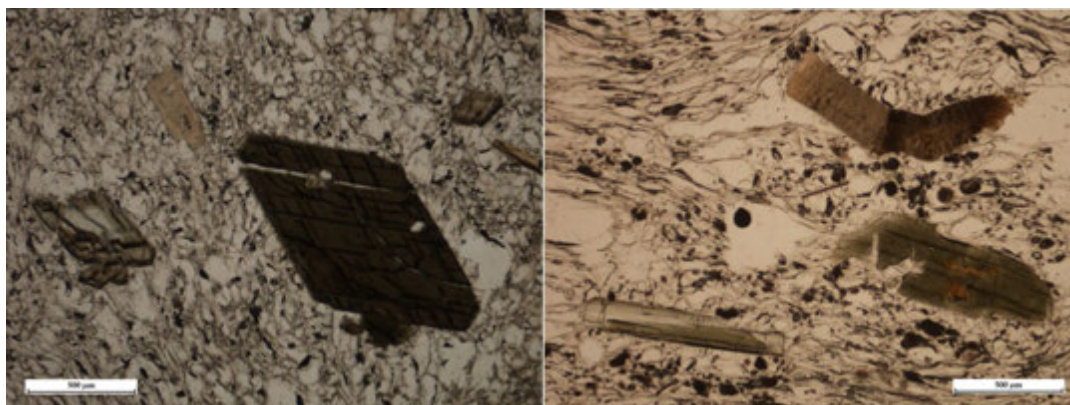
VI.197. ábra – Csomádi dácit: a kis-csomádi dácit jellemző mikroszkópos képe (nagy méretű plagioklász antekristály amfibollal). Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



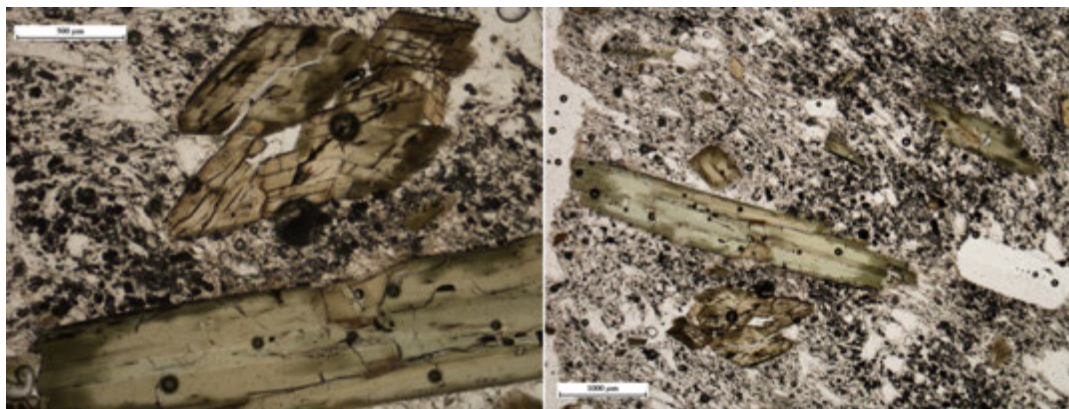
VI.198. ábra – Csomádi dácit: a nagy-harami dácit jellemző mikroszkópos képe (balra: amfibol és plagioklász feno- és mikrokristályok, jobbra kvarc antekristály). Egy nikolos képek.



VI.199. ábra – Csomádi dácit: a kövesponki dácitban lévő kristályegyüttes (plagioklász és amfibol) egy egykori dioritos-granodioritos kristálypép anyagot képvisel. Balra egy nikolos, jobbra kereszttezett nikolos kép.



VI.200. ábra – Csomádi dácit: tusnádfürdői dácitos horzsakő amfibol és biotit fenokristályokkal. Egy nikolos képek.



VI.201. ábra – Csomádi dácit: búkszádi dácitos horzsakő amfibol és plagioklász fenokristályokkal. Egy nikolos képek.

GRÁNIT

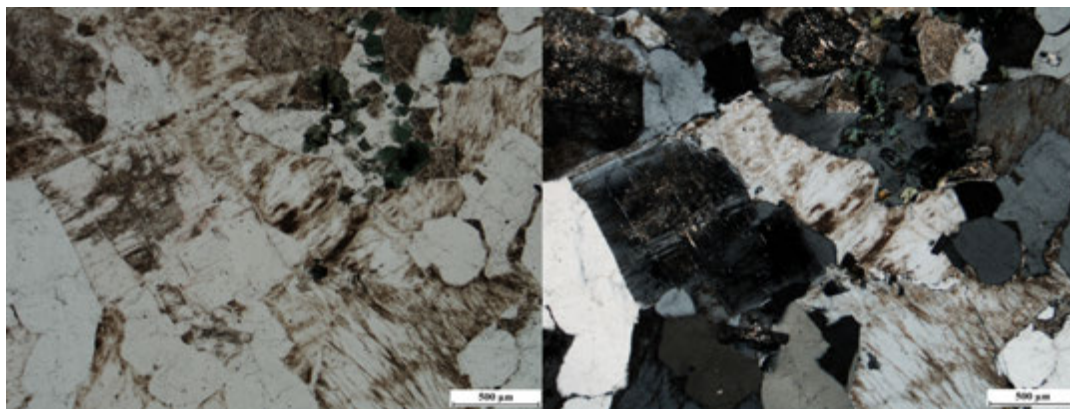
Velencei-hegység (ca. 280-300 millió éves; peraluminios S-típusú biotitos monzogránit)



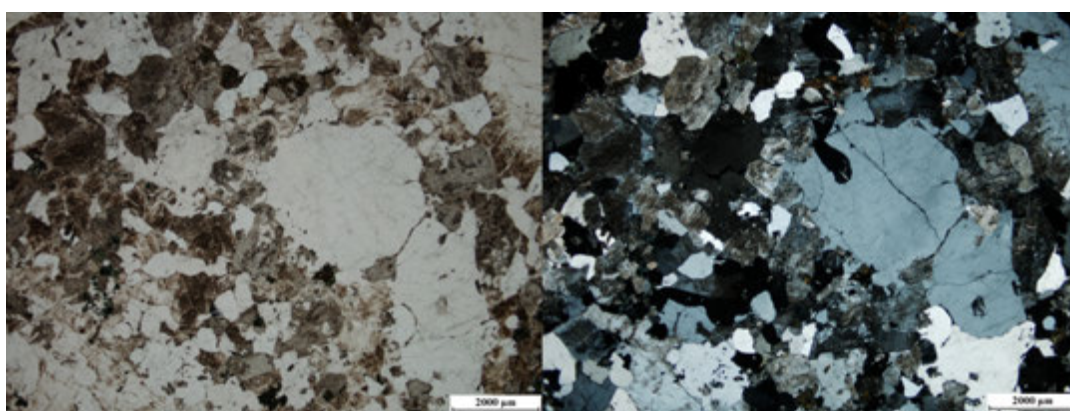
VI.202. ábra – A sukorói Rigó-hegy gránitjának jellegzetes megjelenése (gránit, gránitporfír, gránitaplit; fotók: Harangi Szabolcs)



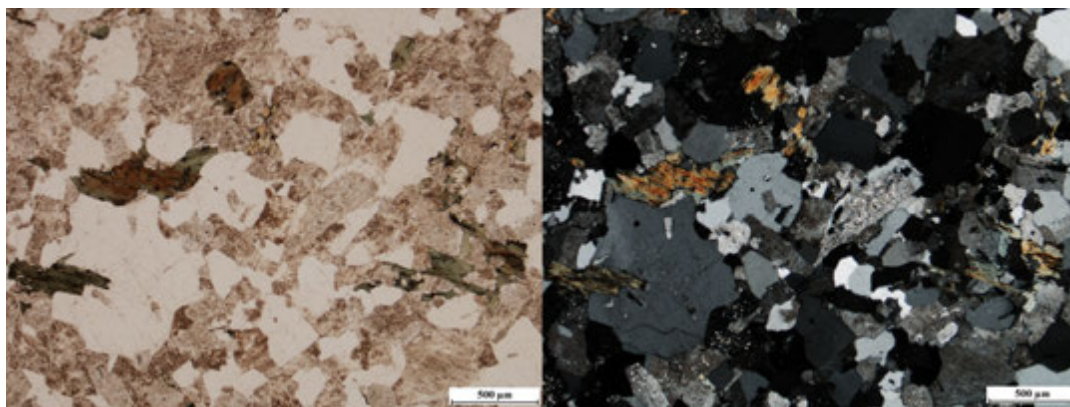
VI.203. ábra – A sukorói Rigó-hegy gránitjának jellegzetes megjelenése (gránit, gránitporfír, mafikus zárvány; fotók: Harangi Szabolcs)



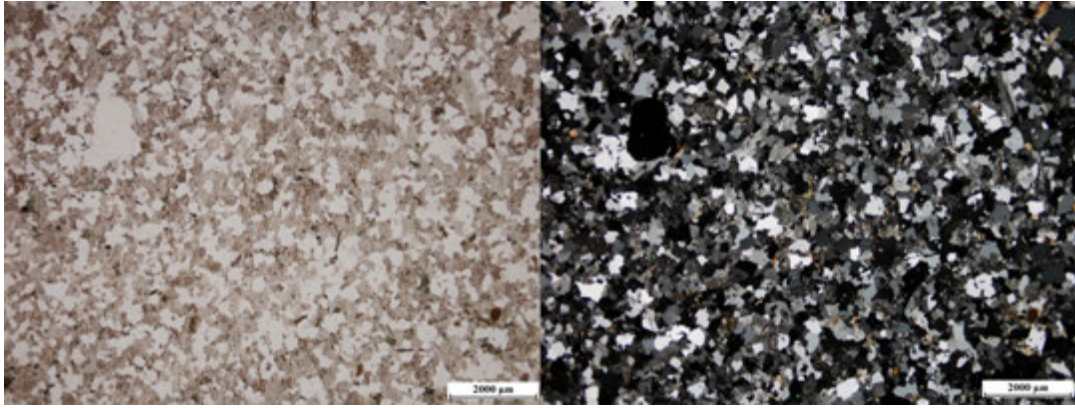
VI.204. ábra – A rigó-hegyi gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.205. ábra – A rigó-hegyi gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.206. ábra – A rigó-hegyi gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

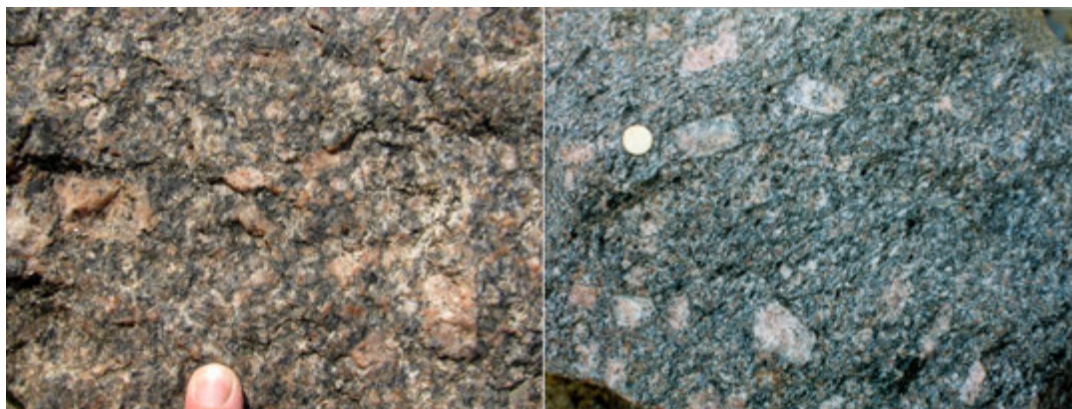


VI.207. ábra – A rigó-hegyi gránitaplit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

Mecsek (ca. 320-340 millió éves; metalumíniumos I-típusú mikroklin megakristályokat tartalmazó biotitos monzogránit)



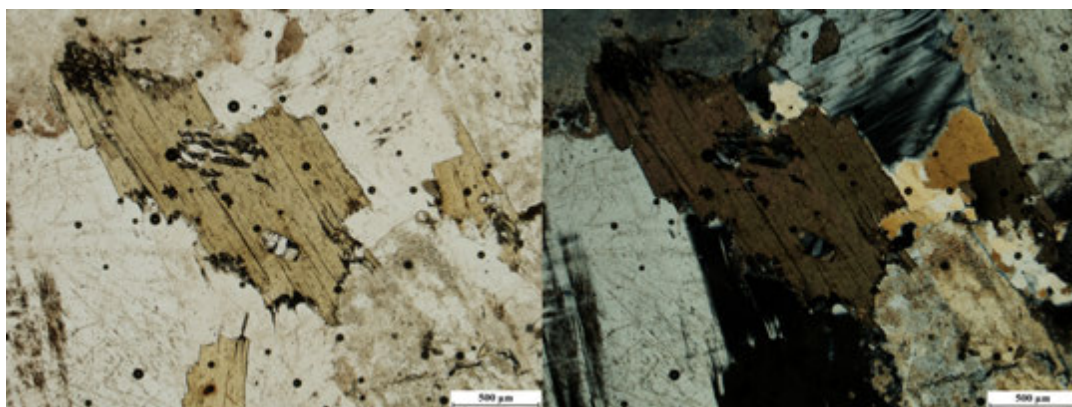
VI.208. ábra – A kismórágnyi gránit jellegzetes megjelenése (Fotó: Koroknai Balázs)



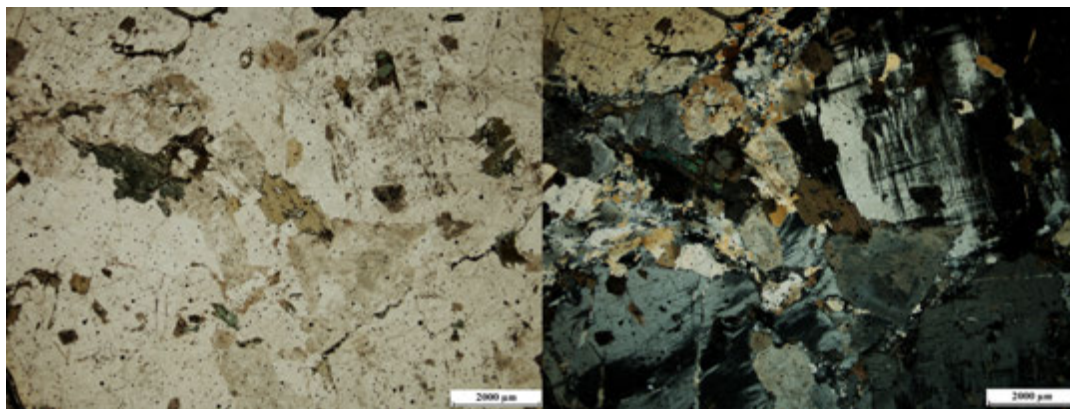
VI.209. ábra – Az erdősmecskei gránit jellegzetes megjelenése



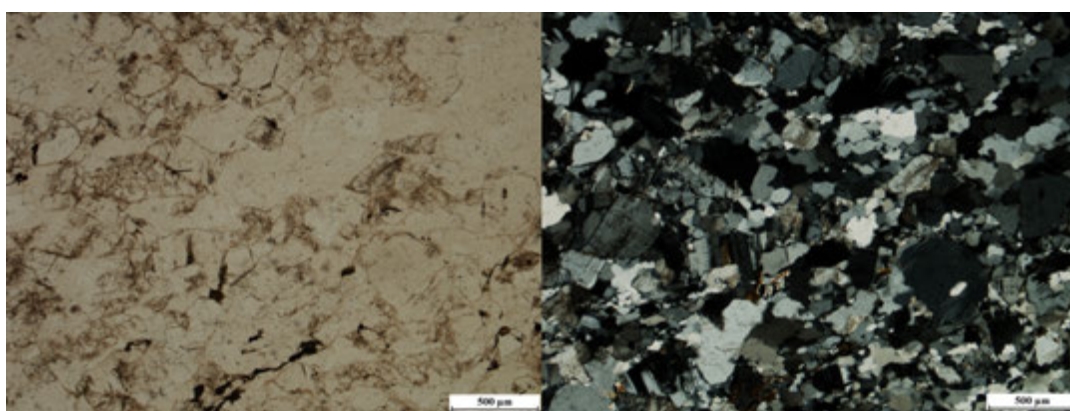
VI.210. ábra – Az erdősmecskei gránitban megjelenő aplittelér és aplitér



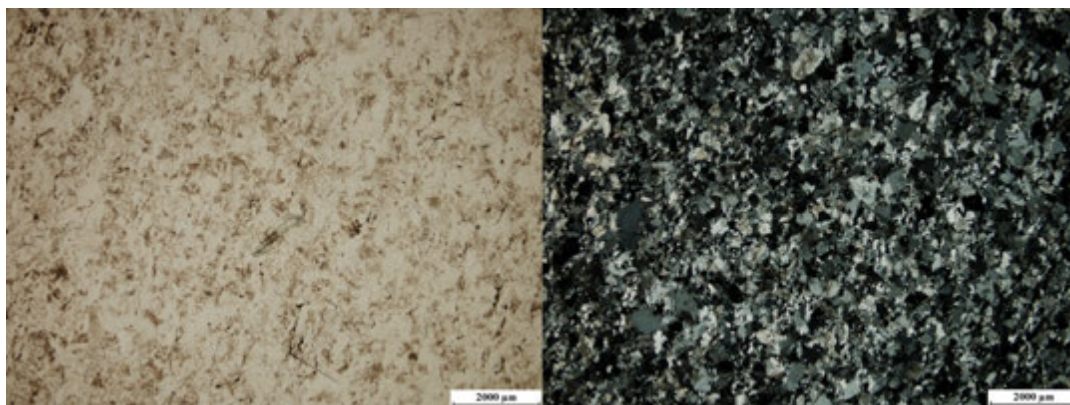
VI.211. ábra – Az erdősmecskei gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



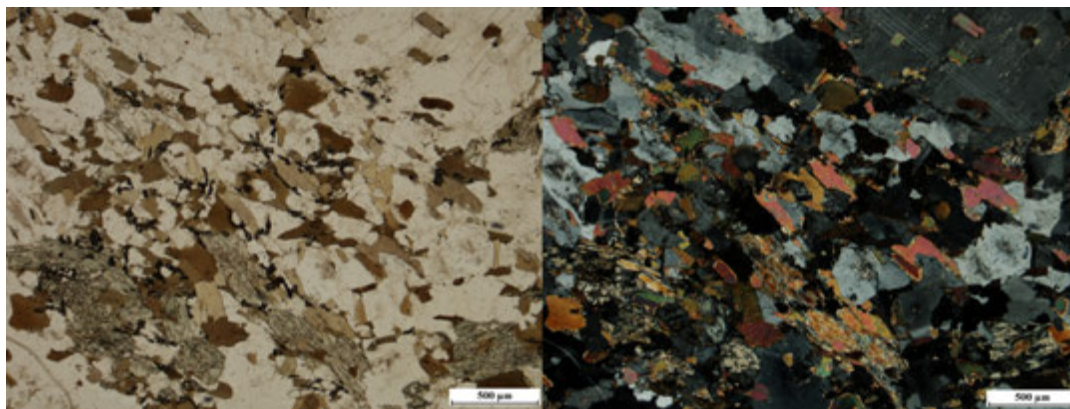
VI.212. ábra – Az erdősmecei gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



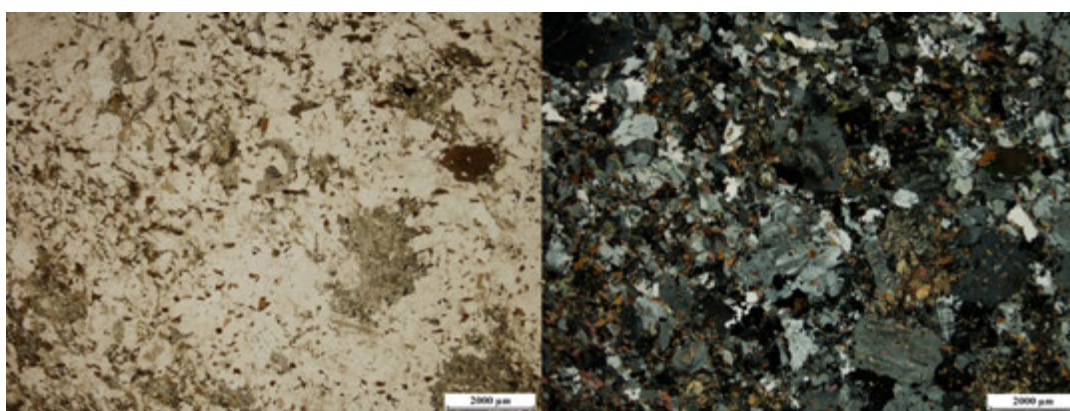
VI.213. ábra – Az erdősmecei gránitaplit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



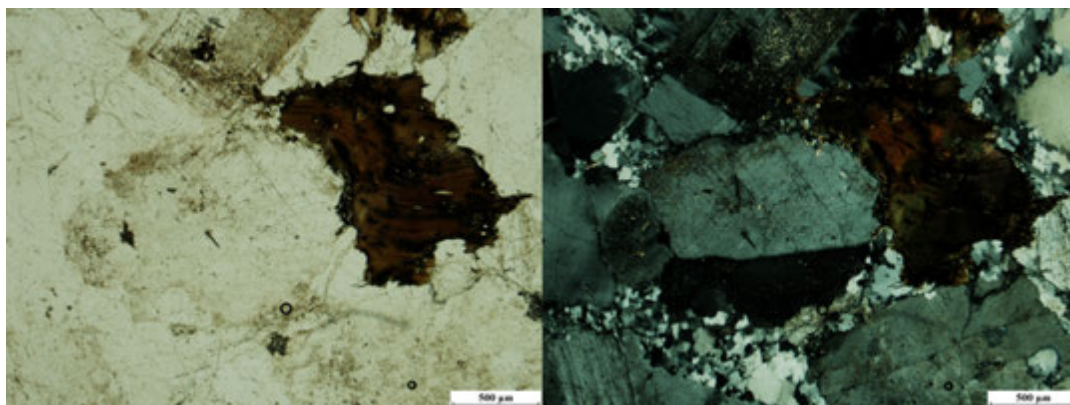
VI.214. ábra – Az erdősmecei gránitaplit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nyílt nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



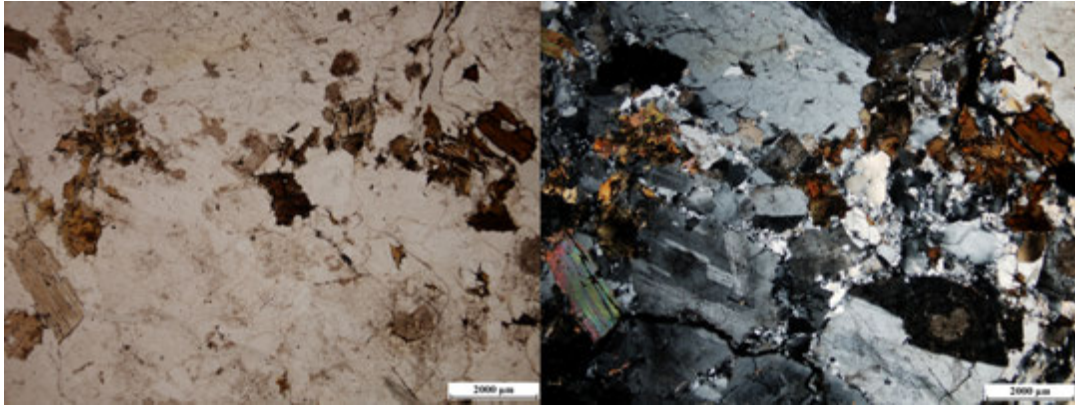
VI.215. ábra – Az erdősmecskei gránitban lévő resztit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



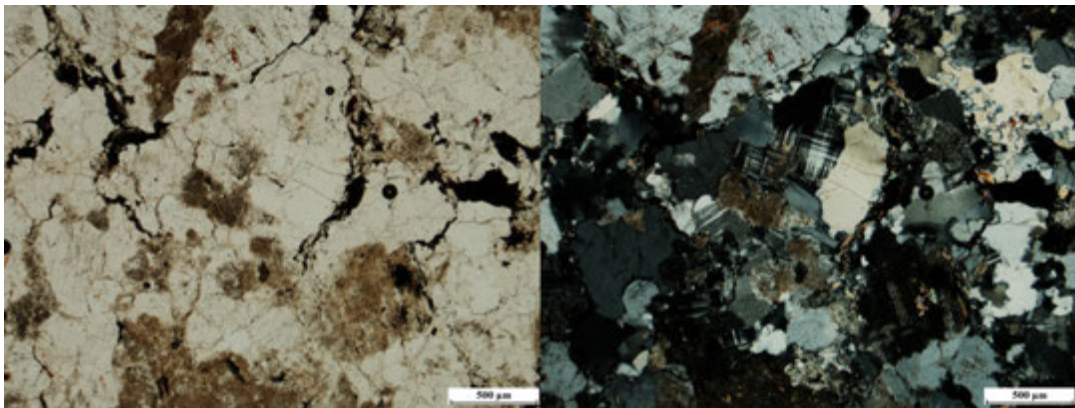
VI.216. ábra – Az erdősmecskei gránitban lévő resztit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



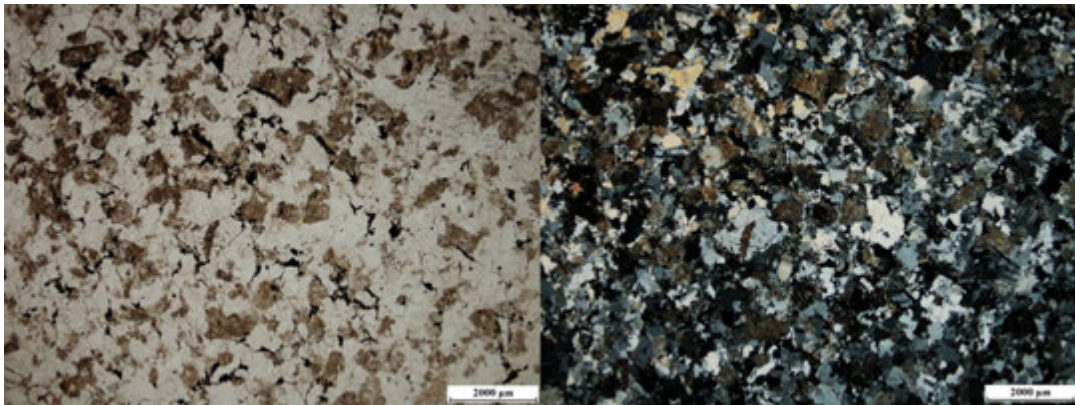
VI.217. ábra – A kismórágyi gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.218. ábra – A kismórágyi gránit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



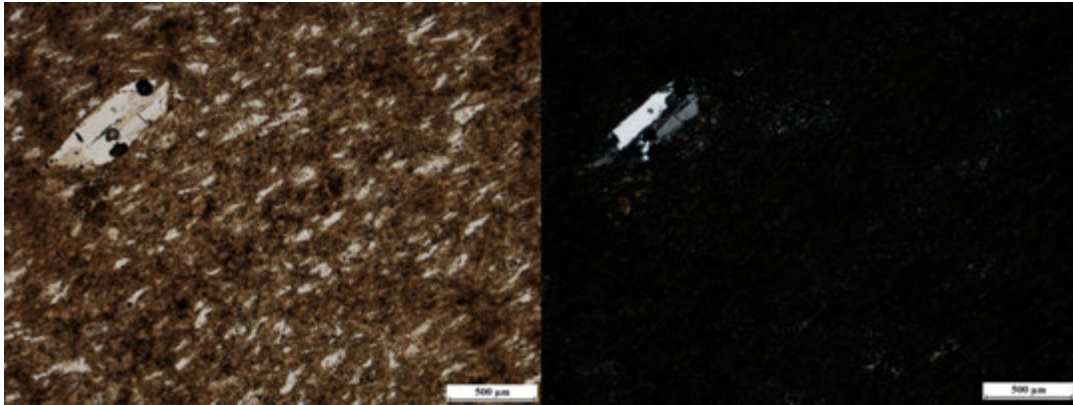
VI.219. ábra – A kismórágyi gránitaplit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



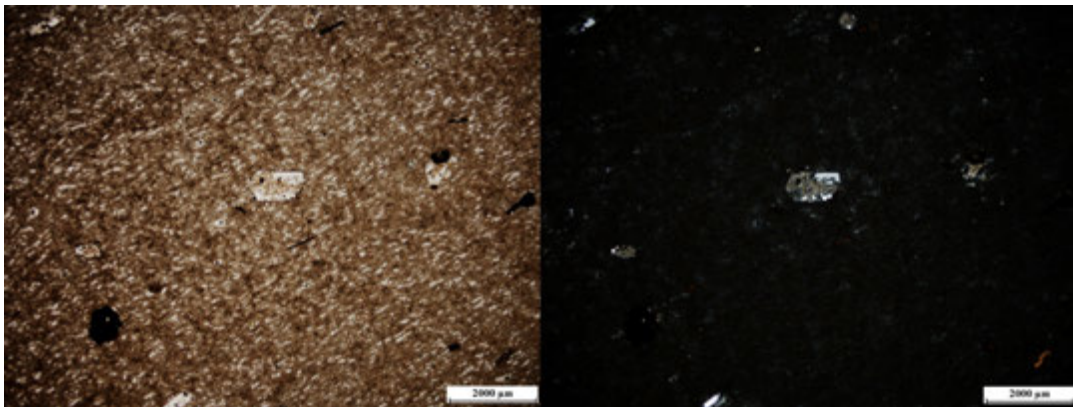
VI.220. ábra – A kismórágyi gránitaplit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

RIOLIT

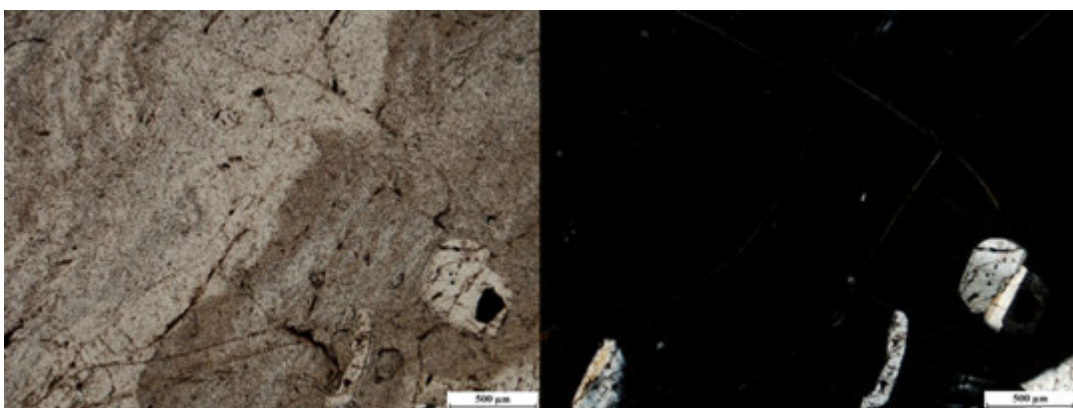
Miocén riolit lávakőzetek



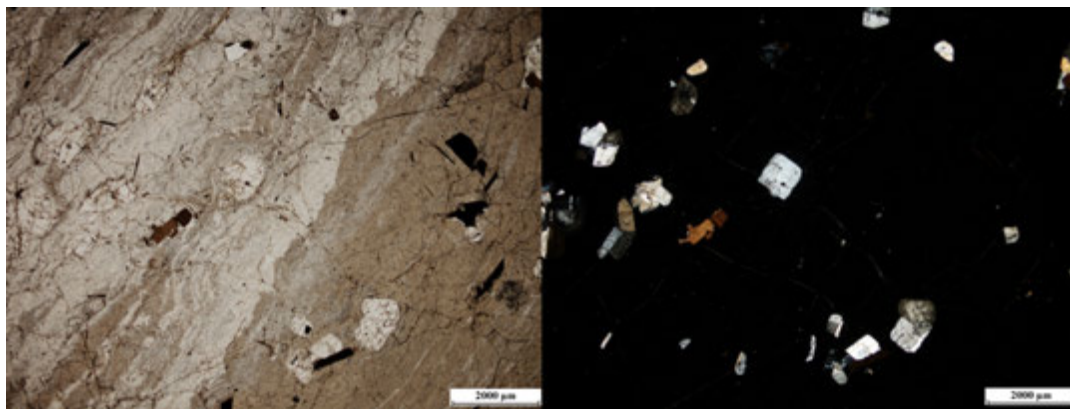
VI.221. ábra – Az ókörmöckei (Stara Kremnička, Szlovákia) riolit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



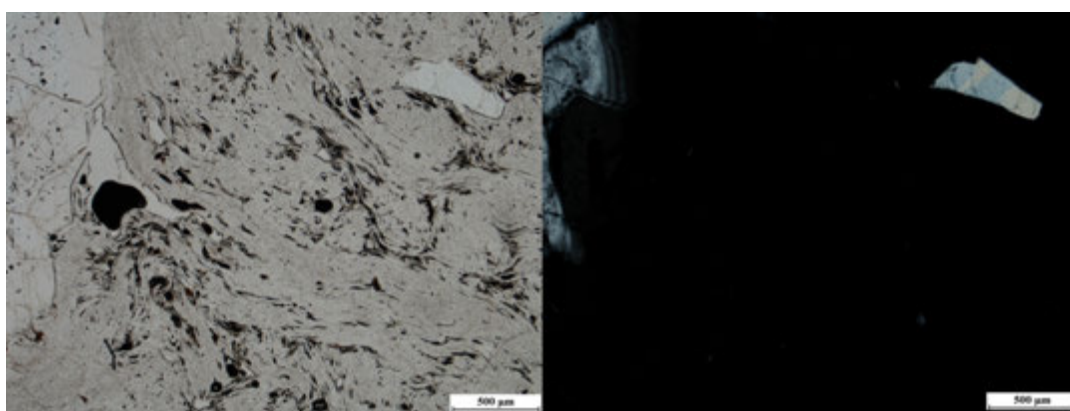
VI.222. ábra – Az ókörmöckei (Stara Kremnička, Szlovákia) riolit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



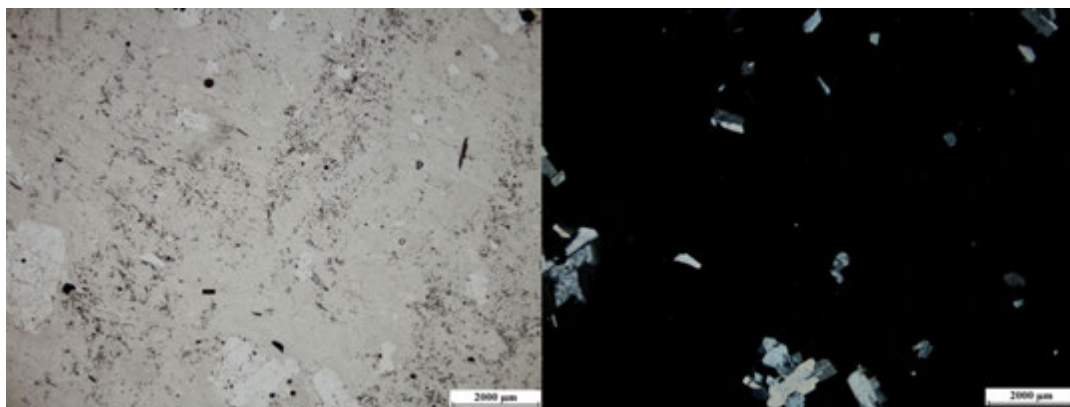
VI.223. ábra – Az ókörmöckei (Stara Kremnička, Szlovákia) perlites riolit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.223. ábra – Az ókörmöckei (Stara Kremnička, Szlovákia) perlites riolit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

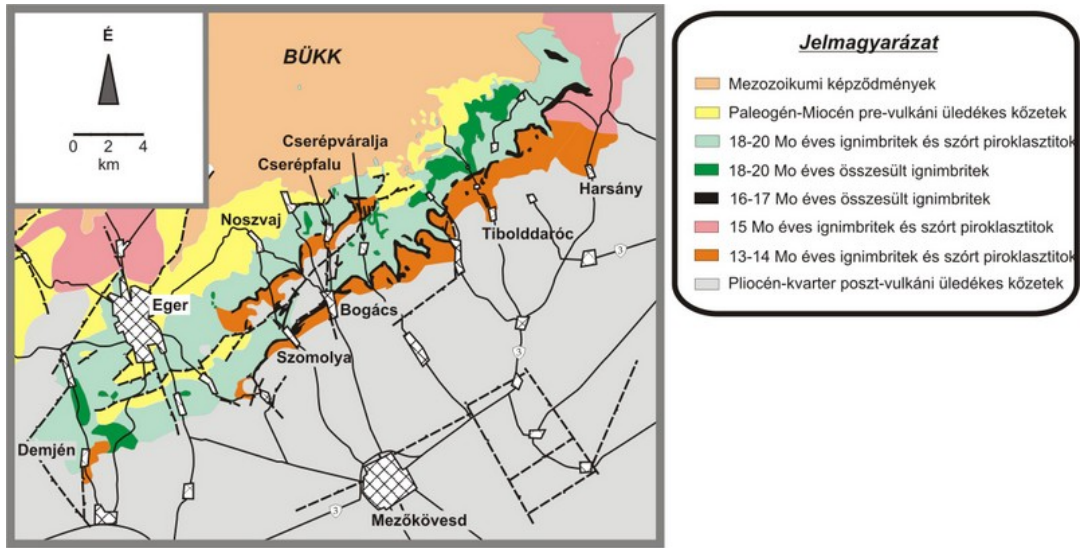


VI.224. ábra – A pálházai (Tokaji-hegység) riolitos obszián jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.225. ábra – A pálházai (Tokaji-hegység) riolitos obszián jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

Miocén riolitos piroklasztitok



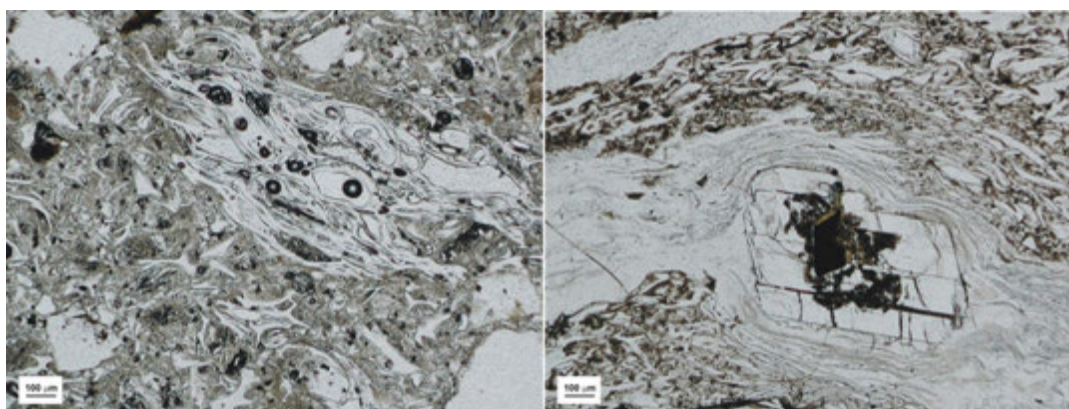
VI.226. ábra – A Bükkalja riolitos piroklasztit előfordulásai.



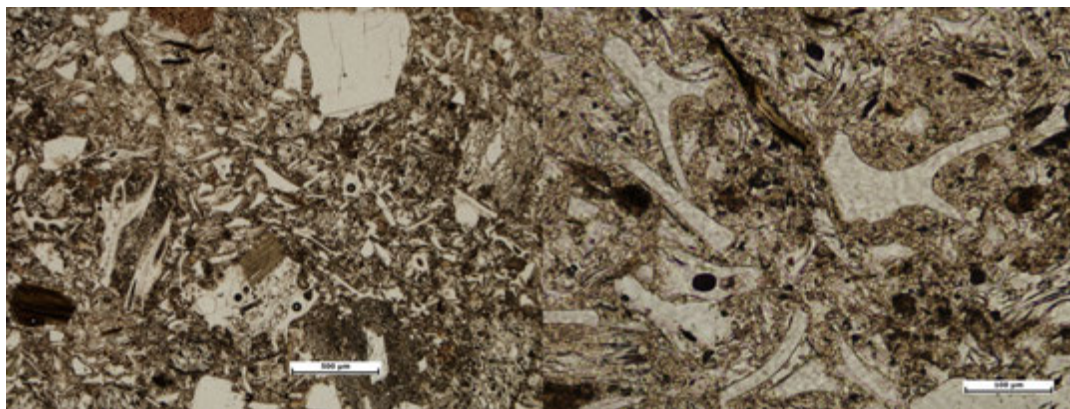
VI.227. ábra – Nem összesült riolitos ignimbrit jellegzetes képe (Szomolya, Bükkalja; Fotó: Harangi Szabolcs).



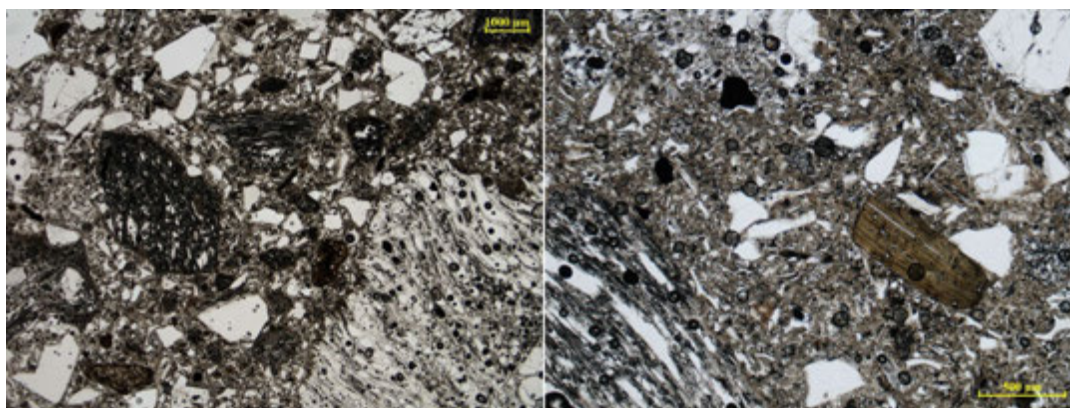
VI.228. ábra – Összesült, fiamme-tartalmú riolitos ignimbrit jellegzetes képe (Tibolddaróc, Bükkalja; Fotó: Harangi Szabolcs).



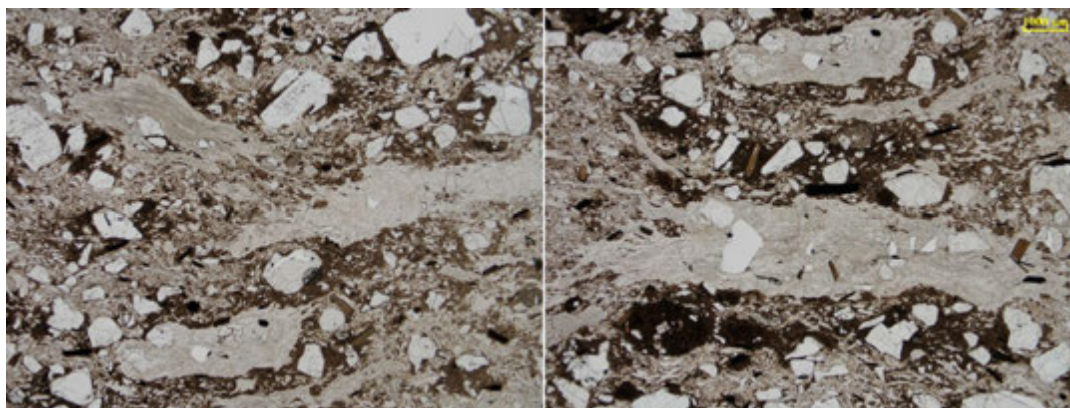
VI.229. ábra – Nem összesült (balra; Mocsolyástelep) és összesült, fiamme-tartalmú ignimbrit (Pünkösdhegy, Demjén) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.



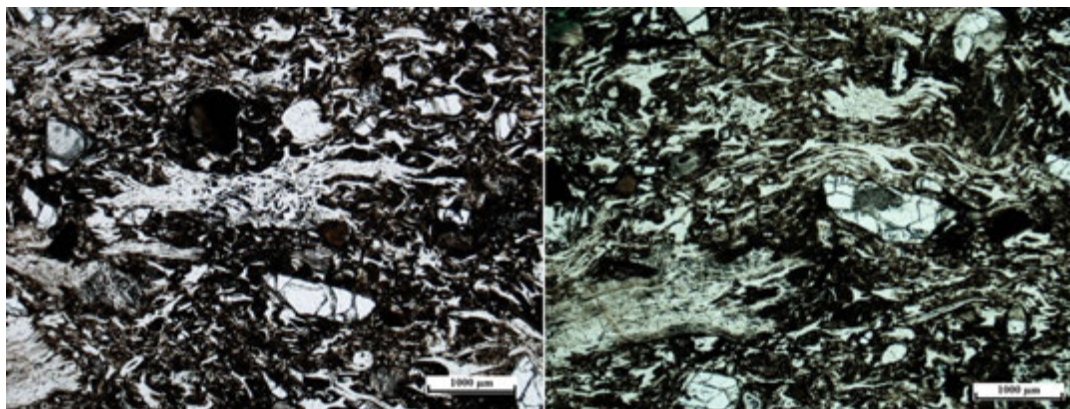
VI.230. ábra – Nem összesült ignimbrit (Tar) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.



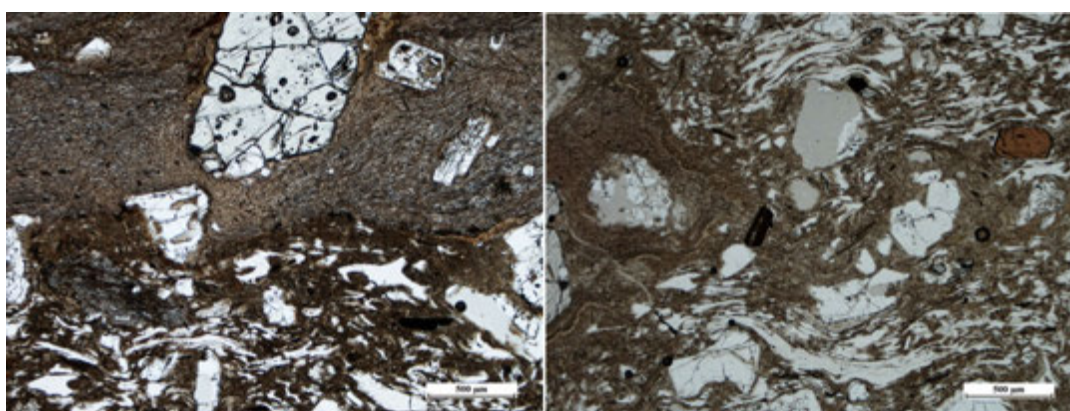
VI.231. ábra – Nem összesült ignimbrit (Nyékládháza-1 fúrás 185 m) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.



VI.232. ábra – Összesült, fiamme-tartalmú ignimbrit (Miskolc-8 fúrás 223 m) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.

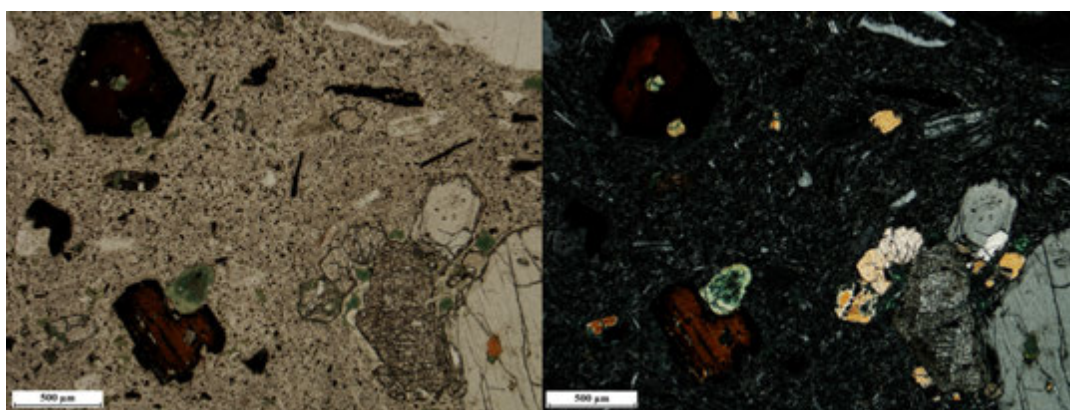


VI.233. ábra – Összesült, fiamme-tartalmú ignimbrit (Tarizsa-völgy) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.

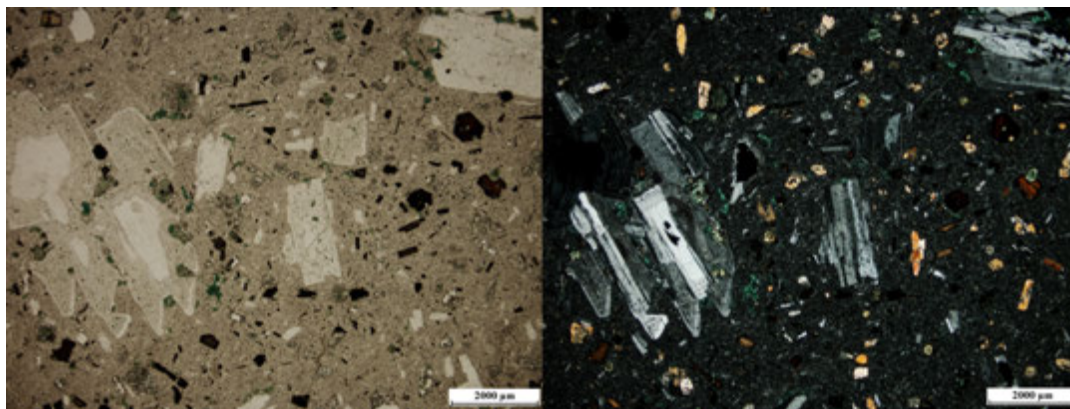


VI.234. ábra – Összesült, fiamme-tartalmú ignimbrit (Bogács) jellemző mikroszkópos képe. Egy nikolos képek.

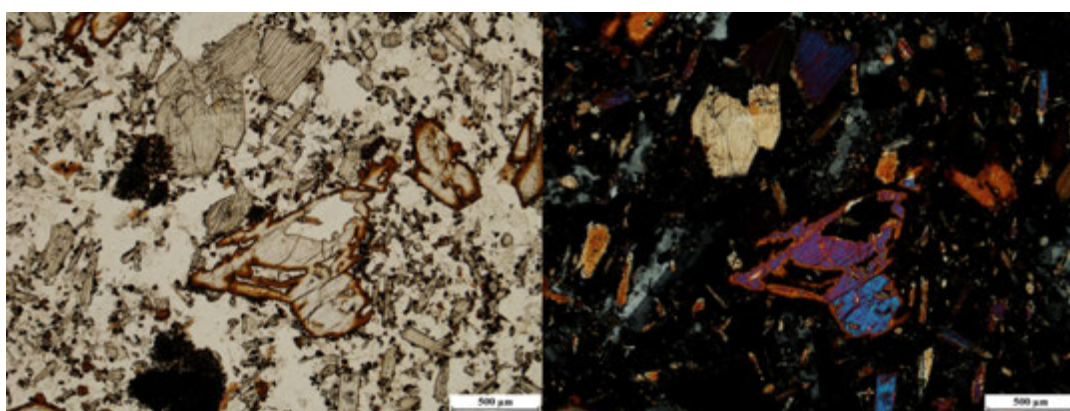
VI.5. Alkáli magmás kőzetek



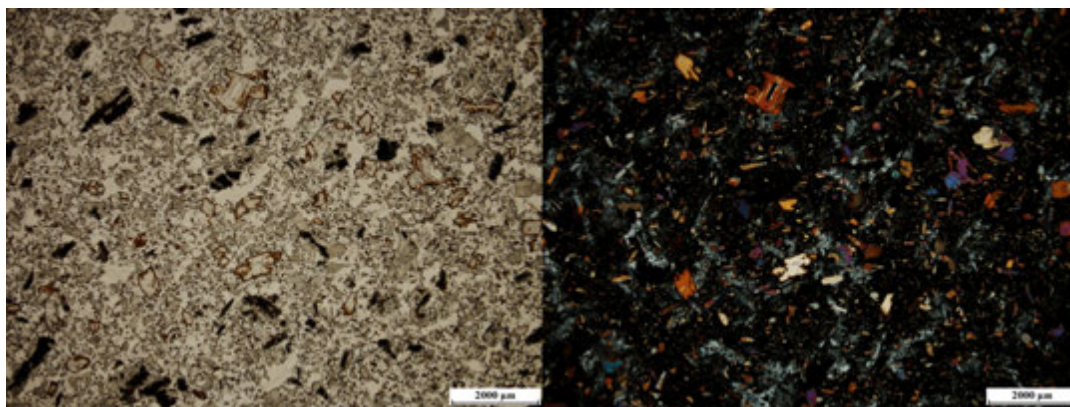
VI.235. ábra – A gleichenbergi látit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



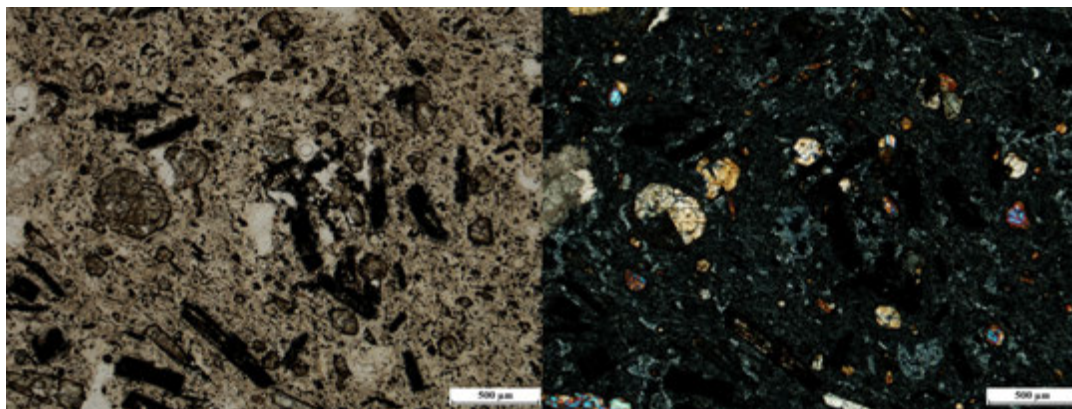
VI.236. ábra – A gleichenbergi látit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



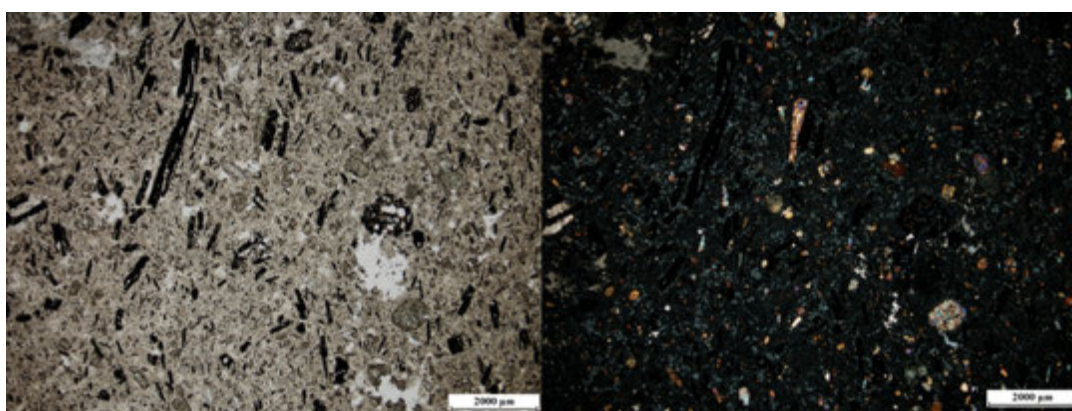
VI.236. ábra – A bári olivin leucitit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



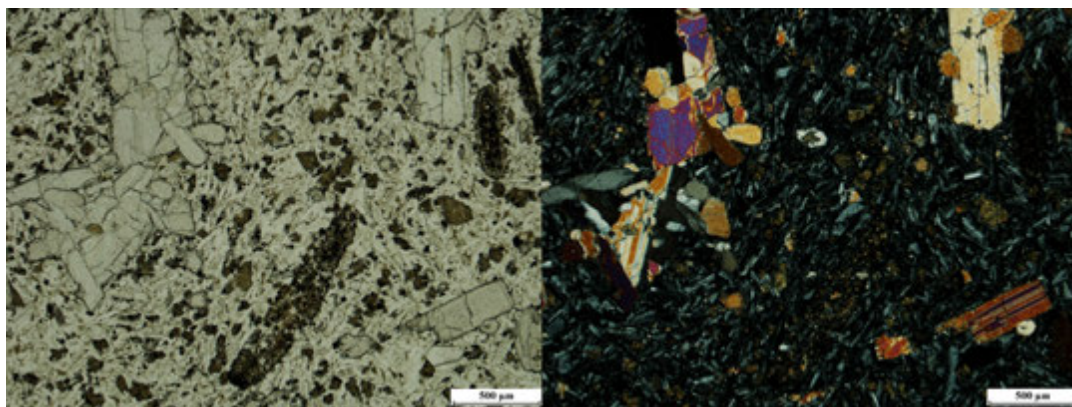
VI.237. ábra – A bári olivin leucitit jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



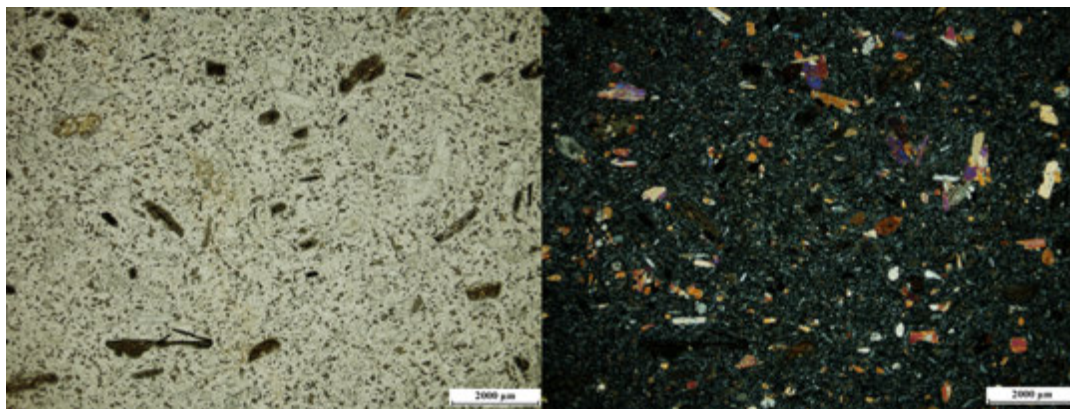
VI.238. ábra – A balatonmáriai trachandezit (mélyfúrás, 394 m) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.239. ábra – A balatonmáriai trachandezit (mélyfúrás, 394 m) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.240. ábra – A balatonmáriai trachandezit (mélyfúrás, 438 m) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.



VI.241. ábra – A balatonmáriai trachiandezit (mélyfúrás, 438 m) jellegzetes mikroszkópi képe. Balra egy nikolos, jobbra keresztezett nikolos kép.

VII. fejezet - Táblázatok

VII.1. Magmás kőzetalkotó ásványok szemrevételező (makroszkópos) felismerése folyamatára magyarázata

A magmás kőzetalkotó ásványok közül a következők felismerését segíti elő az alább bemutatott folyamatára.

lényeges színes elegyrészek: olivin, piroxén (augit, hipersztén, egirin), hornblende, (kékamfibol), biotit, muszkovit

lényeges színtelen elegyrészek: ortoklász/mikroklin, plagioklász, szanidin, nefelin, leucit, szodalit, + kőzetüveg

mellékes elegyrészek: gránát, turmalin, titanit, pirit, magnetit, ilmenit, kromit

másodlagos elegyrészek: klorit, szerpentin, szericit, agyagásvány, limonit, hematit, kalcit

A folyamatára az ásványok egyes tulajdonság fajtáinak egységesen, előre meghatározott, egyenkénti sorbavételével adja meg az ásvány felismeréséhez vezető utat. Ezek a tulajdonság fajták a figyelembevétel sorrendjében sorszámozva a következők:

1. szín, 2. átlátszóság, 3. fény, 4. termet/alak, 5. hasadás/törés, 6. keménység, 7. karcszín (porának színe), 8. egyéb

A folyamatára megalkotásánál az egyes tulajdonságfajtákhoz tartozó következő tulajdonságokat vettük számba.

1. szín: 1. fekete/sötétszürke, 2. világos szürke, 3. fehér, 4. citromsárga/aranysárga, 5. narancssárga, 6. rózsaszín, 7. vörös, 8. kék/lila, 9. zöld, 10. színtelen, 11. barna, 12. gyantasárga

2. átlátszóság: 1. átlátszó, 2. áttetsző, 3. átlátszatlan/opak

3. fény: 1. gyémánt-/üvegfény, 2. fémfény, 3. szarufény, 4. zsírfény, 5. selyemfény, 6. tompafény, 7. fénytelen, 8. bronzfény

4. termet/alak: 1. gömbölyded/kerekded, 2. közel kocka, 3. közel téglá, 4. táblás, 5. lemezes/pikkelyes, 6. oszlopos, 7. tűs, 8. szálas, 9. szabálytalan, 10. tömeges

5. hasadás/törés: 1. nem hasad, egyenesen törik, 2. nem hasad, kagylósan törik, 3. nem hasad, darabosan törik, 4. rosszul hasad, 5. 1 irányban hasad, 6. 2 irányban hasad kb. 90 fokban, 7. 2 irányban hasad nem 90 fokban, 8. 3 irányban hasad kb. 90 fokban, 9. 3 irányban hasad nem 90 fokban

6. keménység: 1. 1-2,5, körömmel karcolható, 2. 2,5-3,5, puha tüvel karcolható, 3. 3,5-4,5, bicskával karcolható, 4. 4,5-5,5, reszelővel karcolható, 5. 5,5-6,5, karctüvel karcolható, 6. 6,5-7,5, fémmel nem karcolható, üveget karcolja, 7. 7,5-nél nagyobb, kvarcot karcolja

7. karcszín (porának színe): 1. fehér, 2. fekete, 3. vérvörös, 4. barna, 5. téglavörös/téglasárga

8. egyéb: 1. ±kettős iker, 2. ±poliszintetikus iker, 3. gyengén mágneses, 4. erősen mágneses, 5. ±hullámos felület, 6. rovátkolt kristálylap, 7. ék alakú szemcse, 8. dendrit, 9. fémmel útve szikrázik, 10. híg só- és ecetsavban pezseg

A folyamatára használata

- Az ismeretlen ásvány kézbevétele után első lépésként megpróbáljuk meghatározni annak színét. Ha ez egyértelműen meghatározható, a táblázat első oszlopában addig haladunk lefelé, amíg ennek a színnek a nevét, vagy ha pont ilyen színmegnevezés a táblázatban nincs, az ehhez leginkább közel álló színnek a nevét megtaláljuk. Ha nem egyértelmű az ásvány színe, többféle színnel is próbálkozhatunk.

- Az első oszlopban azonosított szín sorában, a szín neve után (egy cellával jobbra) elolvashatjuk azoknak az ásványoknak a nevét, amelyeket ebből a színből kiindulva a további tulajdonságok alapján azonosíthatunk.

- Innen a második tulajdonság, az átlátszóság megfigyelésével léphetünk tovább. Addig kell haladni a második oszlopban lefelé, amíg ebben az oszlopban meg nem találjuk az ásvány átlátszóságára vonatkozó megfelelő tulajdonság nevét. Bizonytalanság esetén akár többféle megoldást is választhatunk, de az adott szín érvényességi tartományán belül kell maradnunk, ami a következő szín soráig tart. Ebben a sorban az átlátszóságra vonatkozó tulajdonság neve utáni cellában újra elolvashatjuk mindazoknak az ásványoknak a nevét, amelyekre a mostmár két lépcsőben azonosított tulajdonságok (szín és átlátszóság) jellemzőek lehetnek.

- Következő lépésként az előzőekhez hasonlóan járunk el a harmadik oszlophoz tartozó tulajdonság megfigyelésével.

- Addig haladunk előre ezzel a módszerrel, amíg az adott tulajdonság neve után az adott sorban már csak egy kivastagított nevű ásvány jelenik meg. Ha minden jól alakul, ez lesz az ismeretlen, meghatározandó ásvány neve. A kivastagított ásványnév után az adott sorban oszloponként további számokat látunk, amelyek az ásványunk azonosításhoz nem használt, adott oszlop tulajdonságfajtához tartozó, azonosított ásványunkra vonatkozó tulajdonságok sorszámai, amelyeket az előző oldalon lévő felsorolásban azonosíthatunk.

Míndez nagyon egyszerűnek és egyértelműnek látszik. De tudnunk kell, hogy a természet végtelen, csodálatos változékonyságát sohasem ismerhetjük ki 100 %-osan. Mindig lesznek váratlan, szokásostól eltérő, különleges esetek, amelyek nagy kihívást jelentenek még a legjobb szakembernek is. De az esetleges kezdeti kudarcok senkit ne tántorítsanak el a további megfigyelésektől, gyakorlástól, tanulástól, mert minél többet tudunk a természetről, annál szebbnek fogjuk látni és annál kevesebb furcsa, érthetetlen esettel találkozunk majd.

Makroszkópos felismerés folyamatábrája (Excel fájl)

VII.2. Kőzetalkotó ásványok fő optikai tulajdonságai

Optikai tulajdonságok (Excel fájl)

VII.3. CIPW normaszámítás

A normatív ásványösszetétel számításának a lényege, hogy a kémiai összetétel adatokból következtessünk arra, hogy milyen ásványok jelennének meg és milyen viszonylagos mennyiségben, ha a magma teljesen kikristályosodott volna. A normatív ásványösszetétel tehát egy elméleti, ideális összetétel és nem feltétlenül egyezik meg a valós modális ásványösszetétellel. Használata elsősorban a vulkáni kőzetek esetében terjedt el, ahol a finomszemcsés vagy kőzetüveges alapanyag nem teszi lehetővé, hogy megismerjük milyen ásványok válnának ki az adott összetételű magmából. Továbbá, számos kőzettani jelleget (pl. Si-telítettségi index) kötnek a normatív ásványkomponensek jelenlétéhez, továbbá a normatív ásványkomponensekkel kapcsolják össze a természetes adatokat a kísérleti, illetve termodinamikai adatokkal.

A CIPW normaszámítás menetét három amerikai petrológus, Cross, Iddings, Pirsson és egy geokémiakus, Washington alkották meg 1902-ben. Ennek lényege, hogy az oxidos főelem elemzési adatokat szétosztják jellemző magmás ásványok között az alábbi feltételekkel:

- A magma száraz, azaz nem jönnek létre OH-tartalmú ásványok. Ez azt jelenti, hogy a normaszámítás során nem képzünk amfibolt és biotitot.
- Mafikus ásványok Mg/Fe aránya állandó és ugyanaz
- Nem számol elem-helyettesítésekkel (mint pl. Si-Al)
- Bizonyos normatív ásványok definíció szerint nem fordulhatnak elő együtt (pl. kvarc és nefelin, kvarc és olivin)

A számolás elve az alábbi:

1. Oxid tömeg% adatokat molekulaarány értékre számoljuk át.
2. Ezeket az értékeket meghatározott sorrendben osztjuk szét az ásványok között (ásványok egyszerűsített képletét és molekulatömegét vesszük alapul: pl. ortoklász - $K_2O-Al_2O_3-6SiO_2 = 556.70$ gmt)
3. A szétosztás végén a normatív ásványok relatív mennyiségeit átszámoljuk tömeg%-ra

Gramm-molekulatömegek

| | | | |
|--------------------------------|------------|--------------------------------|------------|
| SiO ₂ | = 60.0848 | TiO ₂ | = 79.8988 |
| Al ₂ O ₃ | = 101.9612 | Fe ₂ O ₃ | = 159.6922 |
| FeO | = 71.8464 | MnO | = 70.9374 |
| MgO | = 40.3114 | CaO | = 56.0794 |
| Na ₂ O | = 61.9790 | K ₂ O | = 94.2034 |
| P ₂ O ₅ | = 141.9446 | CO ₂ | = 44.01 |
| Cr ₂ O ₃ | = 151.9902 | NiO | = 74.7094 |
| BaO | = 153.34 | ZrO ₂ | = 123.2188 |
| F | = 18.9984 | Cl | = 35.453 |
| H ₂ O | = 18.01534 | SO ₃ | = 80.0582 |

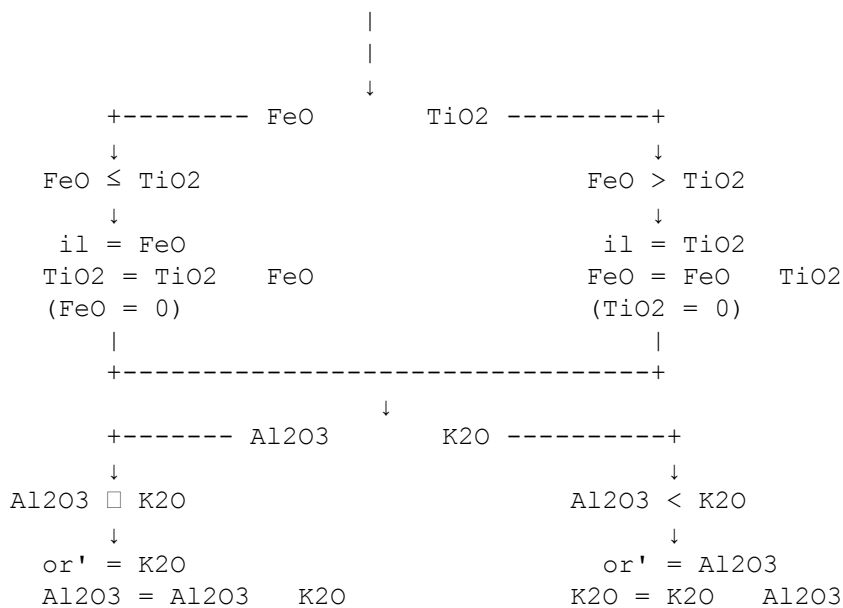
CIPW számolás során használt normatív ásványkomponensek és gramm-molekulatömegek:

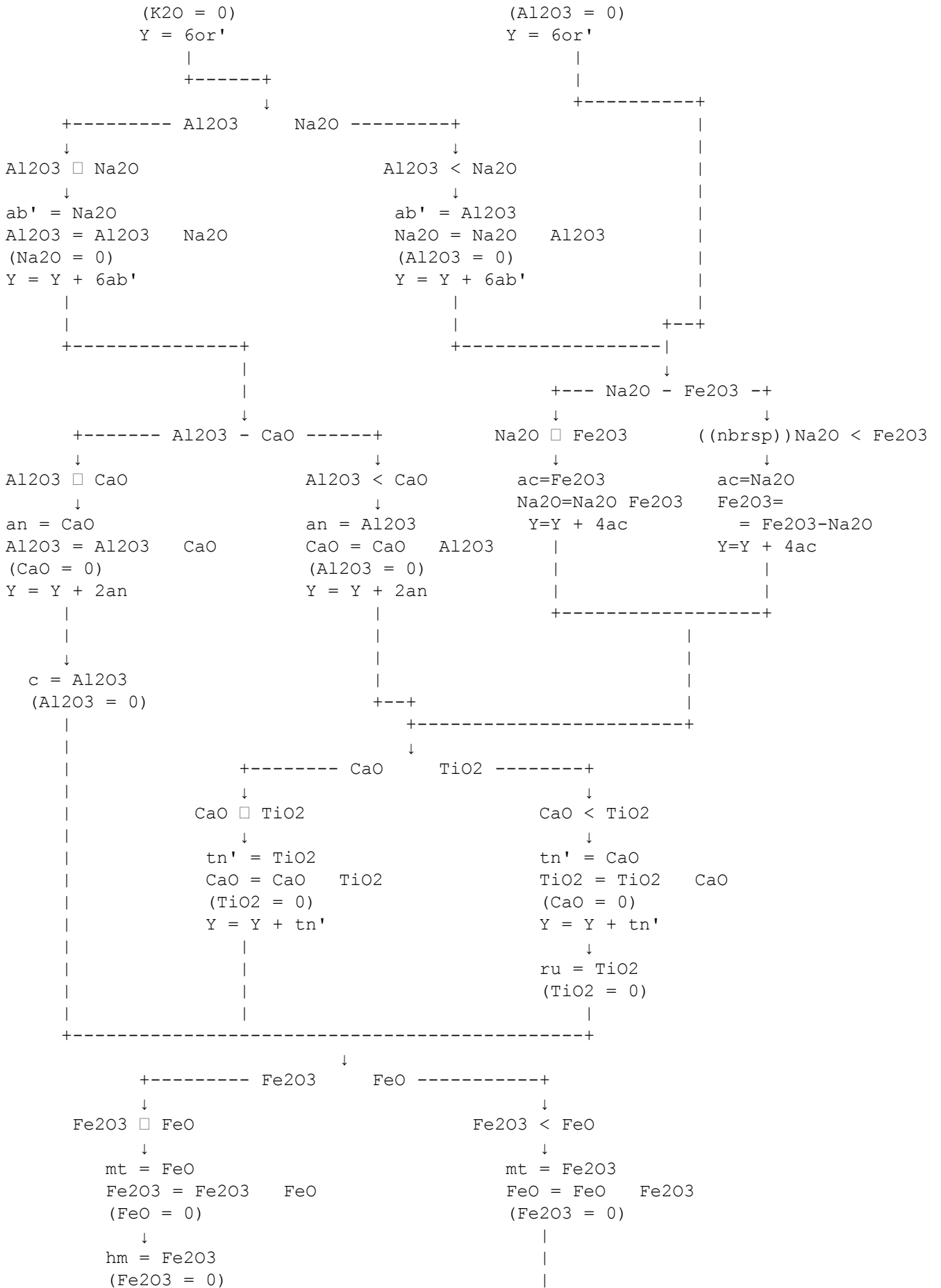
| | | | |
|-----|-----------------|--|--------|
| q | kvarc | SiO ₂ | 60.09 |
| c | korund | Al ₂ O ₃ | 101.96 |
| or | ortoklász | K ₂ O Al ₂ O ₃ 6SiO ₂ | 556.70 |
| ab | albit | Na ₂ O Al ₂ O ₃ 6SiO ₂ | 524.48 |
| an | anortit | CaO Al ₂ O ₃ 2SiO ₂ | 278.22 |
| lc | leucit | K ₂ O Al ₂ O ₃ 4SiO ₂ | 436.52 |
| ne | nefelin | Na ₂ O Al ₂ O ₃ 2SiO ₂ | 284.12 |
| kp | kaliofilit | K ₂ O Al ₂ O ₃ 2SiO ₂ | 316.34 |
| ac | akmit | Na ₂ O Fe ₂ O ₃ 4SiO ₂ | 462.03 |
| ns | Na-metaszilikát | Na ₂ O SiO ₂ | 122.07 |
| ks | K-metaszilikát | K ₂ O SiO ₂ | 154.29 |
| wo | wollasztonit | CaO-SiO ₂ | 116.17 |
| cpx | klinopiroxén | | |
| di | diopszid | CaO-MgO-2SiO ₂ | 216.56 |
| hd | hedenbergit | CaO-FeO-2SiO ₂ | 248.11 |
| opx | ortopiroxén | | |
| en | ensztatit | MgO-SiO ₂ | 100.39 |
| fs | ferroszilit | FeO-SiO ₂ | 131.94 |
| ol | olivin | | |
| fo | forszterit | 2MgO-SiO ₂ | 140.69 |
| fa | fayalit | 2FeO-SiO ₂ | 203.79 |
| cs | Ca-ortoszilikát | 2CaO-SiO ₂ | 172.25 |
| mt | magnetit | FeO-Fe ₂ O ₃ | 231.54 |
| il | ilmenit | FeO-TiO ₂ | 151.75 |

| | | | |
|----|-------------|---|--------|
| hm | hematit | Fe_2O_3 | 159.69 |
| nc | Na-karbonát | $\text{Na}_2\text{O}\text{-CO}_2$ | 105.99 |
| tn | titanit | $\text{CaO-TiO}_2\text{-SiO}_2$ | 196.07 |
| pf | perovszkit | CaO-TiO_2 | 135.98 |
| ru | rutil | TiO_2 | 79.90 |
| ap | apatit | $3\text{CaO-P}_2\text{O}_5\text{-1/3CaF}_2$ | 336.22 |
| cc | kalcit | CaO-CO_2 | 100.09 |
| zr | cirkon | $\text{ZrO}_2\text{-SiO}_2$ | 183.31 |
| fr | fluorit | CaF_2 | 78.07 |
| hl | halit | NaCl | 58.44 |
| cm | kromit | $\text{FeO-Cr}_2\text{O}_3$ | 223.84 |
| pr | pirit | FeS_2 | 119.97 |

VII.3.1. A normaszámítás menete

| | | |
|---|---|----------|
| Molarányok számítása: oxid tömeg% / gramm-molekulatömeg | | |
| $\text{FeO} = \text{FeO} + \text{MnO} + \text{NiO}$ | | |
| $\text{CaO} = \text{CaO} + \text{BaO} + \text{SrO}$ | | |
| $zr = \text{ZrO}_2$ | $\text{CaO} = \text{CaO} - 3.33 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ | $Y = zr$ |
| $ap = \text{P}_2\text{O}_5$ | $F = F - 2/3 \cdot ap$ | |
| $fr = F/2$ | $\text{CaO} = \text{CaO} - F/2$ | |
| $hl = Cl$ | $\text{Na}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{O} - Cl/2$ | |
| $pr = S/2 (SO_3/2)$ | $\text{FeO} = \text{FeO} - S$ | |
| $cc = CO_2$ | $\text{CaO} = \text{CaO} - CO_2$ | |
| $cm = Cr_2O_3$ | $\text{FeO} = \text{FeO} - Cr_2O_3$ | |





| | |
|---|---|
| \downarrow $D2 < 4ab'$ \downarrow $ne = D2/4$ $ab = ab' \quad D2/4$ | \downarrow $D2 \square 4ab'$ \downarrow $ne = ab'$ $ab = 0$ $D3 = D2 \quad 4ab'$ |
| $+-----+$ | $+-----+$ |
| $+----- D3$ \downarrow $D3 < 2or'$ \downarrow $lc = D3/2$ $or = or' \quad D3/2$ | \downarrow $2or' -----+$ \downarrow $D3 \square 2or'$ \downarrow $lc' = or'$ $or = 0$ $D4 = D3 \quad 2or'$ |
| $+-----+$ | $+-----+$ |
| $+----- D4$ \downarrow $cs = D4$ $wo = wo' \quad 2D4$ | \downarrow $wo'/2 -----+$ \downarrow $cs = wo'/2$ $wo = 0$ $D5 = D4 \quad wo'/2$ |
| $+-----+$ | $+-----+$ |
| $+----- D5$ \downarrow $D5 < cpx'$ \downarrow $ol = ol + D5/2$ $fo = M \cdot ol$ $fa = (1 M) \cdot ol$ $cs = cs + D5/2$ $cpx = cpx' \quad D5$ $di = M \cdot cpx$ $hd = (1 M) \cdot cpx$ | \downarrow $cpx' -----+$ \downarrow $D5 \square cpx'$ \downarrow $ol = ol + cpx'/2$ $fo = M \cdot ol$ $fa = (1 M) \cdot ol$ $cs = cs + cpx'/2$ $cpx = 0, di=0, hd=0$ $D6 = D5 \quad cpx'$ |
| $+-----+$ | $+-----+$ |
| \downarrow $kp = D6/2$ $lc = lc' \quad D6/2$ | \downarrow |
| $+-----+$ | $+-----+$ |
| \downarrow | \downarrow |

normatív komponens (tömeg%) normaérték · normatív komponens gramm-molekulatömege

VII.3.2. Példák

1. Gránit

| | tömeg% | gmt | molarány |
|--------------------------------|--------|----------|----------|
| SiO ₂ | 71.30 | 60.0848 | 1.1867 |
| TiO ₂ | 0.31 | 79.8988 | 0.0039 |
| Al ₂ O ₃ | 14.32 | 101.9612 | 0.1404 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.21 | 159.6922 | 0.0076 |
| FeO | 1.64 | 71.8464 | 0.0228 |
| MnO | 0.05 | 70.9374 | 0.0007 |
| MgO | 0.71 | 40.3114 | 0.0176 |
| CaO | 1.84 | 56.0794 | 0.0328 |
| Na ₂ O | 3.68 | 61.9790 | 0.0594 |
| K ₂ O | 4.07 | 94.2034 | 0.0432 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 141.9446 | 0.0008 |
| CO ₂ | 0.05 | 44.01 | 0.0011 |
| Sum | 99.30 | | |

| | | | |
|---|---|--|--|
| 1. FeO = 0.0228 + 0.0007 = 0.0235 | | | |
| 2. | ap = 0.0008 | CaO=0.0328-3.33 · 0.0008= = 0.0301 | |
| 3. | cc = 0.0011 | CaO=0.0301-0.0011=0.029 | |
| 4. FeO > TiO ₂ | il = 0.0039 | F e O = 0 . 0 2 3 5 - 0.0039=0.0196 | |
| 5. Al ₂ O ₃ > K ₂ O | or' = 0.0432 | A l ₂ O ₃ = 0 . 1 4 0 4 - 0.0432=0.0972 | Y=6 · 0.0432=0.2592 |
| 6. Al ₂ O ₃ > Na ₂ O | ab' = 0.0594 | A l ₂ O ₃ = 0 . 0 9 7 2 - 0.0594=0.0378 | Y = 0 . 2 5 9 2 + 6 · 0.0594=0.6156 |
| 7. Al ₂ O ₃ > CaO | an = 0.0290 | A l ₂ O ₃ = 0 . 0 3 7 8 - 0.0290=0.0088 | Y = 0 . 6 1 5 6 + 2 · 0.0290=0.6736 |
| 8. | c = 0.0088 | Al ₂ O ₃ = 0 | |
| 9. FeO > Fe ₂ O ₃ | mt = 0.0076 | F e O = 0 . 0 1 9 6 - 0.0076=0.0120 | |
| 10. MF = 0.0176+0.0120=0.0296 M = 0.0176/0.0296=0.5946 | | | |
| 11. MF > CaO | cpx'=0 di'=0, hd'=0 opx' = 0.0176+0.0120=0.0296 | | Y = 0.6736+0.0296=0.7032 |

| | | |
|-----------------|----------------------------|--|
| | $fs'=0.0120, en'=0.0176$ | |
| 12. $SiO_2 > Y$ | $q=1.1867-0.7032 = 0.4835$ | |

| Normatív komponensek (tömeg%) | | | |
|-------------------------------|-----|-------------------------|-----------|
| 1. | q | $= 0.4835 \cdot 60.08$ | $= 29.04$ |
| 2. | c | $= 0.0088 \cdot 101.96$ | $= 0.90$ |
| 3. | or | $= 0.0432 \cdot 556.70$ | $= 24.05$ |
| 4. | ab | $= 0.0594 \cdot 524.48$ | $= 31.15$ |
| 5. | an | $= 0.0290 \cdot 278.22$ | $= 8.07$ |
| 6. | fs | $= 0.0120 \cdot 131.94$ | $= 1.58$ |
| 7. | en | $= 0.0176 \cdot 100.39$ | $= 1.77$ |
| 8. | opx | $= 1.58 + 1.77$ | $= 3.35$ |
| 9. | mt | $= 0.0076 \cdot 231.54$ | $= 1.76$ |
| 10. | il | $= 0.0039 \cdot 151.75$ | $= 0.59$ |
| | ap | $= 0.0008 \cdot 336.22$ | $= 0.27$ |
| | cc | $= 0.0011 \cdot 100.09$ | $= 0.11$ |

2. Nefelinit

| | tömeg% | gmt | molarány |
|--------------------------------|--------|----------|----------|
| SiO ₂ | 40.60 | 60.0848 | 0.6757 |
| TiO ₂ | 2.66 | 79.8988 | 0.0333 |
| Al ₂ O ₃ | 14.33 | 101.9612 | 0.1405 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.48 | 159.6922 | 0.0343 |
| FeO | 6.17 | 71.8464 | 0.0859 |
| MnO | 0.26 | 70.9374 | 0.0037 |
| MgO | 6.39 | 40.3114 | 0.1585 |
| CaO | 11.89 | 56.0794 | 0.2120 |
| Na ₂ O | 4.79 | 61.9790 | 0.0773 |
| K ₂ O | 3.46 | 94.2034 | 0.0367 |
| P ₂ O ₅ | 1.07 | 141.9446 | 0.0075 |
| CO ₂ | 0.60 | 44.01 | 0.0136 |
| H ₂ O | 2.19 | | |
| Sum | 99.89 | | |

| |
|-------------------------------------|
| 1. $FeO = 0.0859 + 0.0037 = 0.0896$ |
|-------------------------------------|

| | | | |
|--|---|--|--|
| 2. | $ap = 0.0075$ | $CaO=0.2120-3.33 \cdot 0.0075=$ $= 0.1870$ | |
| 3. | $cc = 0.0136$ | $CaO=0.1870-$ $0.0136=0.1734$ | |
| 4. $FeO > TiO_2$ | $il = 0.0333$ | $FeO=0.0896-$ $0.0333=0.0563$ | |
| 5. $Al_2O_3 > K_2O$ | $or' = 0.0367$ | $Al_2O_3=0.1405-$ $0.0367=0.1038$ | $Y=6 \cdot 0.0367=0.2202$ |
| 6. $Al_2O_3 > Na_2O$ | $ab' = 0.0773$ | $Al_2O_3=0.1038-$ $0.0773=0.0265$ | $Y=0.2202+6$ $\cdot 0.0773=0.6840$ |
| 7. $Ca > Al_2O_3$ | $an = 0.0265$ | $CaO=0.1734-$ $0.0265=0.1469$ | $Y=0.6840+2$ $\cdot 0.0265=0.7370$ |
| 8. $FeO > Fe_2O_3$ | $mt = 0.0343$ | $FeO=0.0563-$ $0.0343=0.0220$ | |
| 9. $MF = 0.1585+0.0220 = 0.1805$ $M = 0.1585/0.1805 = 0.8781$ | | | |
| 10. $MF > CaO$ | $cpx'=0.1469$ $di' =$ $=0.8781 \cdot 0.1469$ $=0.1290$ $hd'=(1-0.8781) \cdot$ $\cdot 0.1469=0.0179$ $opx'=0.0336$ $fs'=0.0041$ $en'=0.0295$ | $MgO=0.1585-$ $0.1290=0.0295$ $FeO=0.0220-$ $0.0179=0.0041$ | $Y = 0.7370+2 \cdot 0.1469+$ $+0.0336=1.0644$ |
| 11. $SiO_2 < Y$ | | $D = 1.0644 - 0.6757 =$ 0.3887 | |
| 12. $D > opx'/2$ | $ol=0.0336/2=$ $=0.0168$ $fo =$ $=0.8781 \cdot 0.0168$ $=0.0148$ $fa=(1-0.5781) \cdot$ $\cdot 0.0168=0.0020$ $opx=0$ $fs=0, en=0$ | $D1=0.3887-0.0168=0.3719$ $D2=D1$ | |
| 13. $D2 > 4 \cdot ab'$ | $ne=0.0773$ | $D3=0.3719-0.3092=0.0627$ | |

| | | | |
|-----------------|---|--|--|
| | ab=0 | | |
| 14. D3 < 2 ·or' | lc=0.0627/2= =0.0314 or=0.0367- -0.0314=0.0053 | | |

| Normatív komponensek (tömeg%) | | | |
|-------------------------------|-----|-------------------|---------|
| 1. | or | = 0.0053 · 556.70 | = 2.95 |
| 2. | an | = 0.0265 · 278.22 | = 7.37 |
| 3. | lc | = 0.0314 · 436.52 | = 13.71 |
| 4. | ne | = 0.0773 · 284.12 | = 21.96 |
| 5. | di | = 0.1290 · 216.56 | = 27.94 |
| 6. | hd | = 0.0179 · 248.11 | = 4.44 |
| 7. | cpx | = 27.94 + 4.44 | = 32.38 |
| 8. | fo | = 0.0148 · 140.69 | = 2.08 |
| 9. | fa | = 0.0020 · 203.79 | = 0.41 |
| 10. | ol | = 2.08 + 0.41 | = 2.49 |
| | mt | = 0.0343 · 231.54 | = 7.94 |
| | il | = 0.0333 · 151.75 | = 5.05 |
| | ap | = 0.0075 · 336.22 | = 2.52 |
| | cc | = 0.0136 · 100.09 | = 1.36 |

VII.3.3. Példák különböző magmás kőzettípusok CIPW normaértékeire

| | gránit bazalt | andezit | trachi- nit | bazalt | nefeli- nit | tefrit tit | piroxe- | perido- | |
|--------------------------------|------------------|---------|----------------|--------|----------------|---------------|---------|---------|--|
| SiO ₂ | 71.30 | 57.94 | 49.21 | 49.20 | 40.60 | 47.80 | 46.27 | 42.26 | |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.87 | 2.40 | 1.84 | 2.66 | 1.76 | 1.47 | 0.63 | |
| Al ₂ O ₃ | 14.32 | 17.02 | 16.63 | 15.74 | 14.33 | 17.00 | 7.16 | 4.23 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1.21 | 3.27 | 3.69 | 3.79 | 5.48 | 4.12 | 4.27 | 3.61 | |
| FeO | 1.64 | 4.04 | 6.18 | 7.13 | 6.17 | 5.22 | 7.18 | 6.58 | |
| MnO | 0.05 | 0.14 | 0.16 | 0.20 | 0.26 | 0.15 | 0.16 | 0.41 | |
| MgO | 0.71 | 3.33 | 5.17 | 6.73 | 6.39 | 4.70 | 16.04 | 31.24 | |
| CaO | 1.84 | 6.79 | 7.90 | 9.47 | 11.89 | 9.18 | 14.08 | 5.05 | |
| Na ₂ O | 3.68 | 3.48 | 3.96 | 2.91 | 4.79 | 3.69 | 0.92 | 0.49 | |
| K ₂ O | 4.07 | 1.62 | 2.55 | 1.10 | 3.46 | 4.49 | 0.64 | 0.34 | |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.21 | 0.59 | 0.35 | 1.07 | 0.63 | 0.38 | 0.10 | |
| CO ₂ | 0.05 | 0.05 | 0.10 | 0.11 | 0.60 | 0.02 | 0.13 | 0.30 | |

Táblázatok

| | | | | | | | | |
|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sum | 99.30 | 98.76 | 98.54 | 98.57 | 97.70 | 98.76 | 98.70 | 95.24 |
| C I P W | normák | | | | | | | |
| q | 29.07 | 12.39 | | | | | | |
| c | 0.92 | | | | | | | |
| or | 24.05 | 9.57 | 15.07 | 6.50 | 3.01 | 26.53 | 3.78 | 2.01 |
| ab | 31.14 | 29.45 | 29.36 | 24.63 | | 8.69 | 7.79 | 4.15 |
| an | 8.03 | 26.04 | 20.07 | 26.64 | 7.38 | 16.56 | 13.52 | 8.34 |
| lc | | | | | | 13.67 | | |
| ne | | | 2.25 | | | 21.96 | 12.21 | |
| cpx | | 4.81 | 11.75 | 14.01 | 32.34 | 19.79 | 42.03 | 11.15 |
| di | | 3.50 | 8.95 | 10.15 | 27.92 | 15.64 | 36.10 | 10.15 |
| hd | | 1.30 | 2.81 | 3.85 | 4.43 | 4.14 | 5.93 | 1.00 |
| opx | 3.36 | 9.52 | | 15.34 | | | 6.19 | 15.85 |
| en | 1.77 | 6.67 | | 10.68 | | | 5.21 | 14.23 |
| fs | 1.59 | 2.85 | | 4.65 | | | 0.98 | 1.61 |
| ol | | | 8.54 | 1.42 | 2.50 | 4.16 | 15.23 | 46.40 |
| fo | | | 6.12 | 0.96 | 2.08 | 3.12 | 12.61 | 41.24 |
| fa | | | 2.43 | 0.46 | 0.42 | 1.04 | 2.62 | 5.16 |
| mt | 1.75 | 4.74 | 5.35 | 5.50 | 7.95 | 5.97 | 6.19 | 5.23 |
| il | 0.59 | 1.65 | 4.56 | 3.49 | 5.05 | 3.34 | 2.79 | 1.20 |
| ap | 0.28 | 0.50 | 1.40 | 0.83 | 2.53 | 1.49 | 0.90 | 0.24 |
| cc | 0.11 | 0.11 | 0.23 | 0.25 | 1.36 | 0.05 | 0.30 | 0.68 |

| | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| mg#: | 43.55 | 59.50 | 59.86 | 62.72 | 64.86 | 61.61 | 79.93 | 89.43 |
| D.I.: | 84.26 | 51.41 | 46.68 | 31.13 | 38.64 | 47.43 | 11.57 | 6.16 |
| S.I.: | 48.99 | 24.41 | 4.75 | 5.97 | 41.48 | 18.59 | 1.72 | 6.47 |

VII.3.4. Differenciációs indexek

mg érték = $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$, ahol Mg^{2+} és Fe^{2+} - molarány értékek

Telítettségi index (Fitton et al., 1991):

$$S.I. = 100 \cdot (Si - (Al + Fe^{2+} + Mg + 3 \cdot Ca + 11 \cdot Na + 11 \cdot K + Mn - Fe^{3+} - Ti - 4 \cdot P)) / 2$$

Thornton Tuttle féle differenciációs index:

$$D.I. = q + ab + or + ne + kp + lc$$

Szinindex:

$$C.I. = ol + opx + cpx + mt + il + hm$$

Kuno féle szilárdsági index:

$$SI = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$$

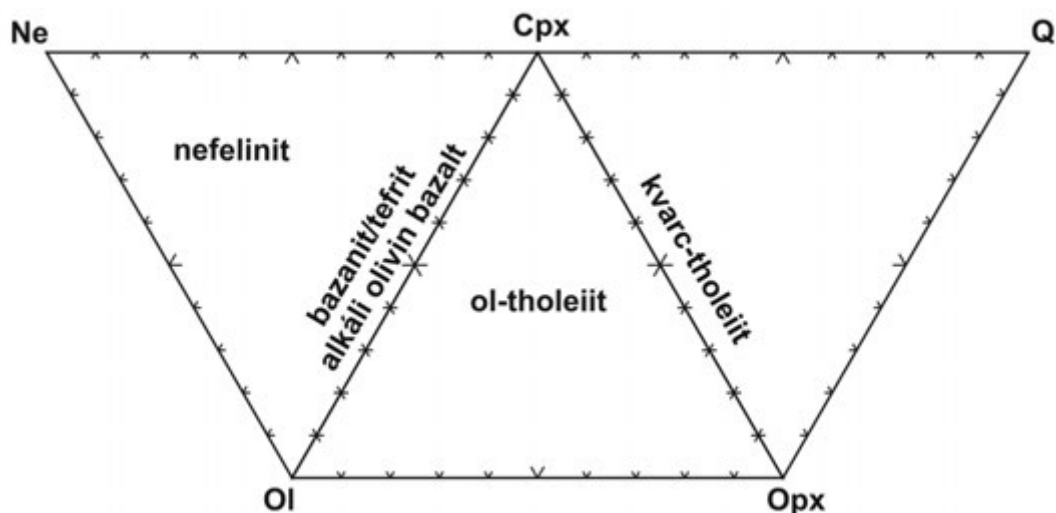
Larsen féle differenciációs index:

$$L.I. = SiO_2 / 3 + K_2O \quad (CaO + MgO + FeO^*)$$

VII.3.5. Alkalmazás

A CIPW normatív összetétel adatoknak számos alkalmazása van a kőzettani vizsgálatokban, itt két alkalmazást mutatunk be:

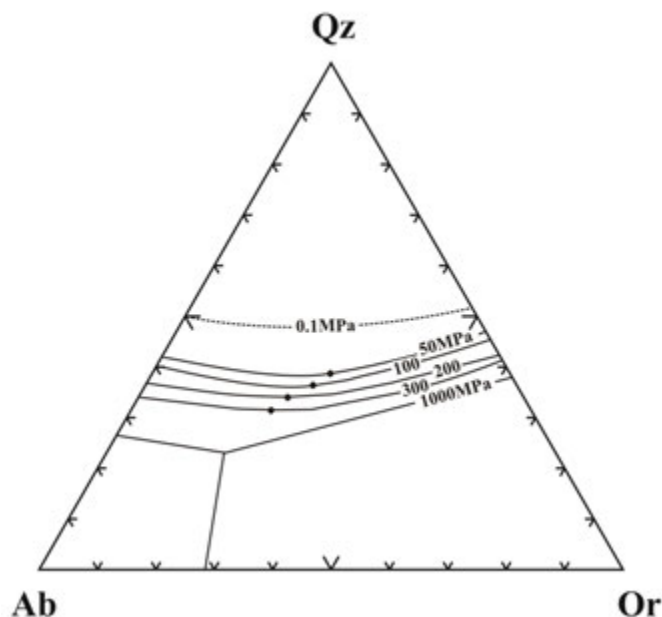
1. Bazaltok osztályozása a Ne-Ol-Cpx-Opx-Q bazalt tetraedron, azaz a Si-telítettség mértéke alapján:



VIII.1. ábra – A bazalt tetraedron és a különböző bazalttípusok elhelyezkedése a normatív ásványos összetétel alapján.

2. Szilíciumgazdag magmás kőzetekre alkalmazott haplogránit diagram.

A haplogránit diagram olyan rendszerekre alkalmazható, ami eutektikus összetételhez közeli fejlett, szilícium-dioxidban gazdag maradékolvadék kémiai összetételt képvisel, amiből alapvetően már csak kvarc és földpát kristályosodik. Ez azt jelenti, hogy a CIPW normaszámítás során nagyrészt kvarc, ortoklász és albit komponenseket kapunk. Jon Blundy és Kathy Cashman Bowen korábbi termodinamika egyensúlyi vonalakat tartalmazó háromszögdiagramját továbbfejlesztette és alapvetően c-szegény (azaz nem peraluminios kőzetekre használva) rendszerre a következőképpen adta meg:



VIII.2. ábra – Haplogránitos összetétel ábrázolása a normatív Ab-Q-Or háromszögdiagramon Bowen által meghatározott termodinamikai egyensúlyi vonalakkal és minimum pontokkal. A kristályosodás e pontokon fejeződik be. A minimum pontok nyomás függőek és 1000 MPa nyomáson eutektikus ponttá alakulnak, ahol a három fázis (kvarc, albit és ortoklász) együtt kristályosodik. Ennél kisebb nyomáson a kvarc mellett alkáli földpát jön létre.

A háromszögdiagram koordinátáit az alábbiak szerint kell kiszámolni:

$$q = q' \times (1 - 0.03 \times an + 0.00001 \times (or' \times an) + 0.00001 \times (ab' \times or' \times an))$$

$$or = or' \times (1 - 0.07 \times an + 0.001 \times (q' \times an))$$

Ahol q' , or' és ab' 100%-ra számolt normatív ásvány (kvarc, ortoklász és albit) értékek, an pedig a normatív anortit érték.

A háromszögdiagram használatának segítségével információt szerezhetünk arról, hogy milyen nyomáson (mélységben) történt a haplogránitos egyensúlyi kristályosodás, azaz adott esetben milyen mélységben helyezkedhetett el a magmakamra.

VIII. fejezet - További ajánlott irodalom

- Best, M.G. (2002): *Igneous and metamorphic petrology*. – Wiley, 2nd Edition, 752 p.
- Best, M.G., Christiansen, E.H. (2001): *Igneous Petrology*. – Oxford Blackwell Science, 458 p.
- Bowes, D.R. (ed.) (1989): *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. – Van Nostrand Reinhold, New York, 666p (Encyclopedia of Earth Sciences Series)
- Cas, R.A.F., Wright, J.V. (1988): *Volcanic successions: Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions*. - Unwin Hyman, 528. p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J. (1992): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals Second Edition* – Longman Scientific & Technical, 696p
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U. (1984): *Pyroclastic rocks*. - Springer-Verlag, 472 p.
- Francis, P (1993): *Volcanoes: a planetary perspective*. - Oxford University Press, 443 p
- Gill, R. (1997): *Modern analytical geochemistry*. – Harlow, Longman, 329 p.
- Gill, R. (2010): *Igneous rocks and processes. A practical guide*. – Wiley-Blackwell, 428 p.
- Harangi Sz. (2011): *Vulkánok. A Kárpát-Pannon térség tűzhányói*. - GeoLitera, Szeged, 2011. 440 p. (ISBN:978-963-306-110-7)
- Hibbard, M.J. (1995): *Petrography to Petrogenesis*. - Prentice Hall, 587 p.
- Karátson, D (2007): *A Börzsönytől a Hargitáig—Vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz*. Typotex Kiadó, Budapest, ISBN 978-963-9664-66-1, 463 p.
- Kubovics, I. (1993): *Kőzetmikroszkópia I.-II.* – Tankönyvkiadó, Budapest, I.: 361p, II.: 596p
- LeMaitre, R.W. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. – Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Lexa J, Seghedi I, Németh K, Szakács A, Konečný V, Pécskay Z, Fülöp A, Kovacs M (2010): *Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review*. *Central European Journal of Geosciences* 2, 207–270.
- Lockwood, J.P., Hazlett, R.W. (2010): *Volcanoes: Global perspectives*. - Wiley-Blackwell, 539. p.
- MacKenzie, W.S., Adams, A.E. (1994): *A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. – Manson Publishing, London, 192p.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C. (1982): *Atlas of igneous rocks and their textures* – Longman Group UK, 148p
- Martin, U., Németh, K. (2004) *Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin*. *Geologica Hungarica, Series Geologica tomus 26*, Budapest, ISBN:963-671-238-7, 191 p.
- McBirney, A.R. (2007): *Igneous Petrology*. - Jones & Bartlett Learning, 550 p.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., Allen, R.L. (1993): *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. - Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- Németh K., Martin, U. (2007): *Practical volcanology - Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies*. - Geological Institute of Hungary, 221 p.
- Rollinson, H.R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. - Longman Scientific & Technical, 352 p.

Schmincke, H.U. (2004): *Volcanism*. - Springer-Verlag, 324 p.

Shelley, D. (1985): *Optical Mineralogy; Second Edition* – Elsevier, New York-Amsterdam-Oxford, 321p.

Shelley, D. (1993): *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope – Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred-Orientations*. – Chapman & Hall, London-Glasgow-New York-Tokyo-Melbourne-Madras, 445p

Sigurdsson, H. (szerkesztő, 2000): *Encyclopedia of volcanoes*. - Academic Press, 1417 p.

Vernon, H. (2004): *A Practical Guide to Rock Microstructure*. – Cambridge University Press, 594p

White, W.M. (2013): *Geochemistry*. – Wiley-Blackwell, 668 p.

Wilson, M. (1989): *Igneous petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. - Unwin Hyman, 496 p.

Winter, J.D. (2010): *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. - Prentice Hall, 720 p.