

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
ÁSVÁNYTANI TANSZÉK

**A SZARVASKŐI DENEVÉR-TÁRÓ WEHRLITJÉNEK
ÚJRAVIZSGÁLATA: PETROGRÁFIAI JELLEMZŐK ÉS A
KÖZETALKOTÓK SZULFIDOLVADÉK ZÁRVÁNYAI**

Tudományos Diákköri Konferencia dolgozat

Salamon Botond

Földtudomány BSc



ELTE
EÖTVÖS LORÁND
TUDOMÁNYEGYETEM

Témavezető:

dr. Molnár Ferenc, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Konzulens:

Bíró Máté, ELTE TTK Ásványtani Tanszék

Budapest, 2022

Tartalomjegyzék

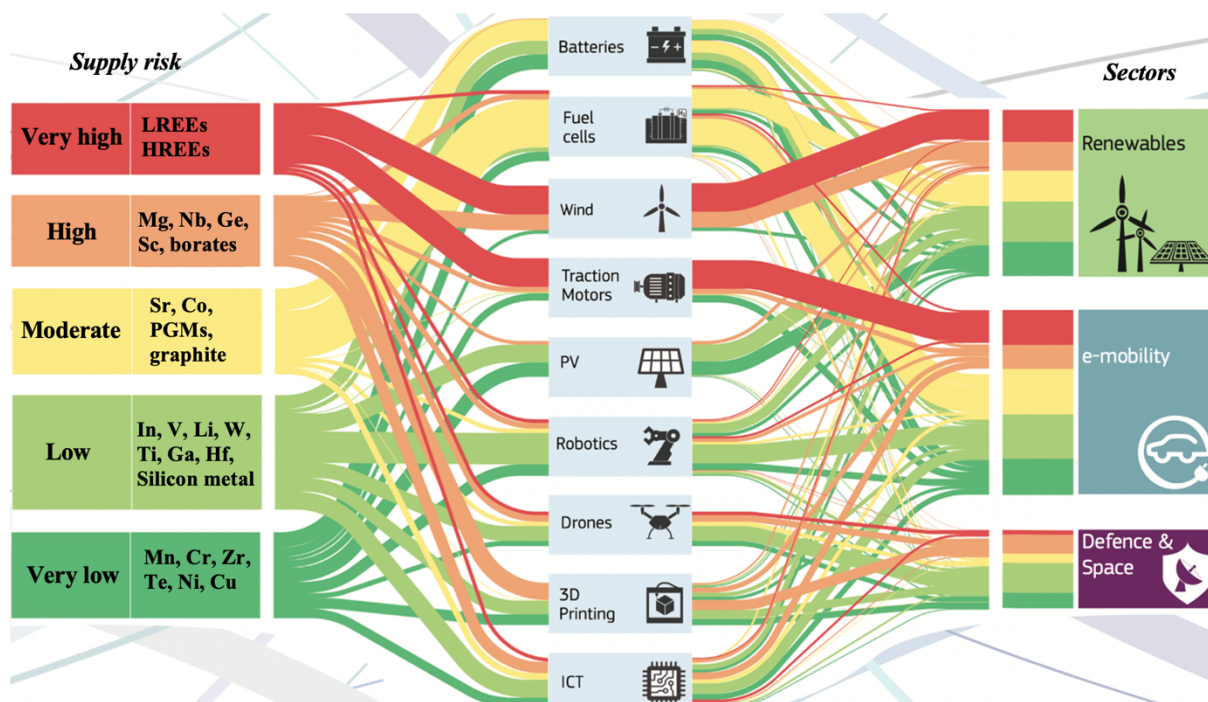
1. Bevezetés és célkitűzések	3
2. Földtani viszonyok és az ércesedés ismeretessége az irodalmi adatok alapján.....	5
2.1 A terület földtani felépítése, magmatizmusa és szerkezetfejlődése	5
2.2 Az ércesedés jellemzői és hasznosíthatósága a korábbi vizsgálatok tükrében	10
2.3 Az érces testtel összefüggő egyéb folyamatok.....	12
3. A wehrliit újravizsgálata	14
3.1 Mintaelőkészítés	14
3.2 Vizsgálati módszerek.....	14
3.3 Eredmények.....	16
3.3.1. A minták makroszkópos jellemzői	16
3.3.2 Polarizációs mikroszkópos vizsgálatok.....	17
3.3.3 A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok eredményei.....	23
3.3.4 Hordozható XRF elemzések eredményei.....	25
3.3.5 Teljes kőzet kvantitatív geokémia vizsgálatának eredményei	26
4. Az eredmények értelmezése	27
4.1 A kőzet kristályosodásának menete.....	27
4.2 Modális összetétel és nevezéktan	28
4.3 A szulfidzárványok előfordulásának értelmezése.....	29
4.4 A magnetit eltérő genetikája	32
4.5 Ritkaföldfémek, kalkofil-, és egyéb elemek dúsulása	33
5. Összefoglalás, és a lehetséges továbbkutatási irányok kijelölése.....	38
Köszönetnyilvánítás	39
Irodalomjegyzék	39
Mellékletek	52

1. Bevezetés és célkitűzések

A Szarvaskő környékén felszínre bukkanó bázisos-ultrabázisos közetsorozat már számos kutatás tárgyát képezte magmagenetikai, geodinamikai és ércgenetikai szempontból. Munkám ezen kutatások sorába illeszkedik, a Denevér-táró még fellelhető gyűjteményi anyagából rendelkezésre álló wehrlit minták ásványtani és kőzettani jellemzőinek újrvizsgálatával. Az eredmények mind magmagenetikai szempontból, mind a folyamatban lévő magyarországi kritikus nyersanyag-potenciál felmérése kapcsán hozzájárulnak a terület ismeretességéhez.

Az új és eddig még nem ismert magyarországi és európai ásványi nyersanyagtelepek előfordulási potenciáljának felmérése, illetve újraértékelése a 21. sz. jelentős kihívásai közé tartozik, mivel a gyorsan fejlődő ipar igényei és a nyersanyagokhoz való globális hozzáférés egyre inkább korlátok közé szorul. Az ipari és technológiai fejlődés jelenlegi irányvonala és az új technológiák elterjedése által egyre nagyobb hangsúlyt kell fektetni a már meglévő, illetve potenciálisan új ásványi nyersanyagok kutatására (1. ábra).

A dolgozat tárgyát a szarvaskői olisztosztróma ultrabázisos közetsorozatának wehrlitjében megjelenő likvidmagma ércindikációk ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálata képezi. Ezen vizsgálatok a területen régóta ismert likvidmagma oxidérccek titán (Ti) és vanádium (V) elemeinek dúsulására, illetve a szulfidok előfordulásaira fókuszáltak. Az uralkodóan olivint és klinopiroxént tartalmazó kőzetet Alois Wehrlről nevezték el, aki a Selmezbányai Bányászati Akadémia professzora volt a 19. században.



1. ábra: A kritikus nyersanyagok gazdasági horderejük és nyersanyagellátási kockázatuk alapján rendszerezve, a különböző szektorokban hasznosított felhasználásuk szerint (szerk.) (Bobbá et al. 2020).

A 2020-as Európai Unió által készített „Critical Raw Materials” (CRM) beszámolója elemezte az európai nyersanyagellátás helyzetét, illetve kategorizálta az ásványi nyersanyagokat a gazdasági jelentőségük alapján (1. ábra).

A likvidmagmás telepekben otthonos titán vanádium, kobalt és a platinafémek csoportja (PGM) is a jelentősebb kockázatokkal rendelkező „kritikus nyersanyag” kategóriába kerültek (Blengini et al. 2020, Bobba et al. 2020 Entr 2014).

Különösen nagy az igény a kritikus nyersanyagokra a fenntartható energiafelhasználás megteremtésének szempontjából is, illetve számos számítástechnikai és megújuló energiaforrás-biztosító berendezés gyártásához (Blengini et al. 2020). Jelenleg az európai belső nyersanyagpiac nem tudja kielégíteni a keresletet, ebből kifolyólag az ellátást javarészt az erősen instabil nemzetközi piac nyújtja.

Likvidmagmás telepek szolgáltatják a nikkel-, réz-, kobalt-, króm-, vanádium-, és titánérc egy jelentős részét világszerte (Maier et al. 2018; Zhou et al. 2005). Magyarország likvidmagmás ércesedések szempontjából forrásszegénynek mondható, de a meglévő ércelőfordulásaink újrvizsgálata mindenképpen indokolt, mivel új megközelítési módok alkalmazása az eddigi földtani modelleket finomíthatja, illetve az ércindikációk korábbi megítélését módosíthatja. A hazai ércindikációink ideális teret nyújtanak az érckutatói módszertan elsajátításához, attól függetlenül, hogy a szarvaskői előfordulások nyersanyag célú felhasználása egyelőre nem valószínűsíthető.

Az új szempontok és módszerek által végzett vizsgálatok elvégzése azért is szükséges, mivel a szarvaskői magmás komplexum képződésének lemeztektonikai helyzete – és kapcsolata az Alpok-Appenninek-Dinaridák sok szempontból hasonló kifejlődéseivel – még tartalmaz számos nyitott kérdést.

A magmás komplexum ultrabázisos egységében ismert likvidmagmás ércindikáció vizsgálata során a kitüntetett cél az oxid és szulfidfázisok viszonyának elemzése volt. Ezen felül a vizsgálatok annak tisztázására is irányultak, hogy a titán, vanádium és kobalt feldúsulásai mely érces anyag mely szöveti elemeihez köthető. Egyúttal kulcsfontosságú a geokémiai adatbázis-építés, hiszen ennek a megvalósításával Magyarország – egy régóta ismert – kritikuselem indikációjából az eljövendő kutatások számára létrejöhet egy kombinált genetikai, szöveti, geokémiai és ércteleptani adatbázis.

2. Földtani viszonyok és az ércesedés ismeretessége az irodalmi adatok alapján

2.1 A terület földtani felépítése, magmatizmusa és szerkezetfejlődése

A Bükk-hegység délnyugati szegletén, Szarvaskő környékén, középső-jura korú üledékes sorozatba települt bázisos eruptív kőzetek figyelhetők meg (Haas et al. 2011, Lengyel 1957). A bázisos kőzetek előfordulásai egy ÉK-DNy hosszanti irányban elhelyezkedő töréses zónához köthetők (Lengyel 1957). A hegység túlnyomó részét az egykori Neotethys-óceán nyugat-délnyugati kiterjedésű kontinentális peremén a késő paleozoikum - késő jura időszak alatt lerakódott, Dinaridákkal rokonságban álló üledéksorozatok és magmás kőzetek építik fel. A takaróegység kétféle magmás sorozatot foglal magában: egyrészt kisfokú metamorfózison átesett középső-triász vulkanikus kőzeteket a Bükk-hegység keleti területén, másrészt középső-triász - középső-jura korú bázisos magmás kőzeteket. Utóbbi, tektonikus melanzsba és olisztosztrómába ágyazódott bázisos tömeg két részre bontható, a Bódva Magmás Sorozatra és a Darnó-Szarvaskő Magmás Sorozatra (Harangi et al. 1996).

A bükki takarórendszer alapvetően 4 fő takarószelettel lehet definiálni (Kovács et al. 2018). A legalsó, Bükki-parautochton néven ismert takaró az elvékonyodott kontinentális szegélyt képviseli, a Mónosbél-takaró pelágikus medence és lejtő képződmények sorozataként értelmezhető (Haas et al. 2011). A Szarvaskő-takaró középső-késő jura üledékkomplexekből és bázikus magmás kőzetekből áll (2. ábra), míg a legfelső Darnó-takaró egy tekto-szedimentális akkréciós melanzs (Kovács et al. 2018), mely nem tekinthető ofiolitnak (B. Kiss et al. 2016). Korábban a mélytengeri képződmények, a párnalávák, a szpilitesedés előfordulásaiból kiindulva feltételezték ofiolitot (Onuoha 1977). Az újabb geokémiai, ércgenetikai és szerkezeti vizsgálatok alapján a Darnó egység triász korú WPB-típusú bazaltja Gondwana passzív kontinentális peremén, a Nyugat-Neotethys előrehaladott riftesedése szakaszában halmozódott fel (Kiss et al. 2012). Peridotitok hiányában a darnói triász egység nem tekinthető ofiolitnak. Továbbá conodont-tartalom alapján is meghatározták a Darnó-egység karbonát-peperites fáciesű üledékes összletének triász korát, és pontosan ez a karbonát-peperites fácies zárja ki még a bazaltos képződmények óceánközépi hátsági eredetét (Molnár et al. 2010, Kiss et al. 2011).

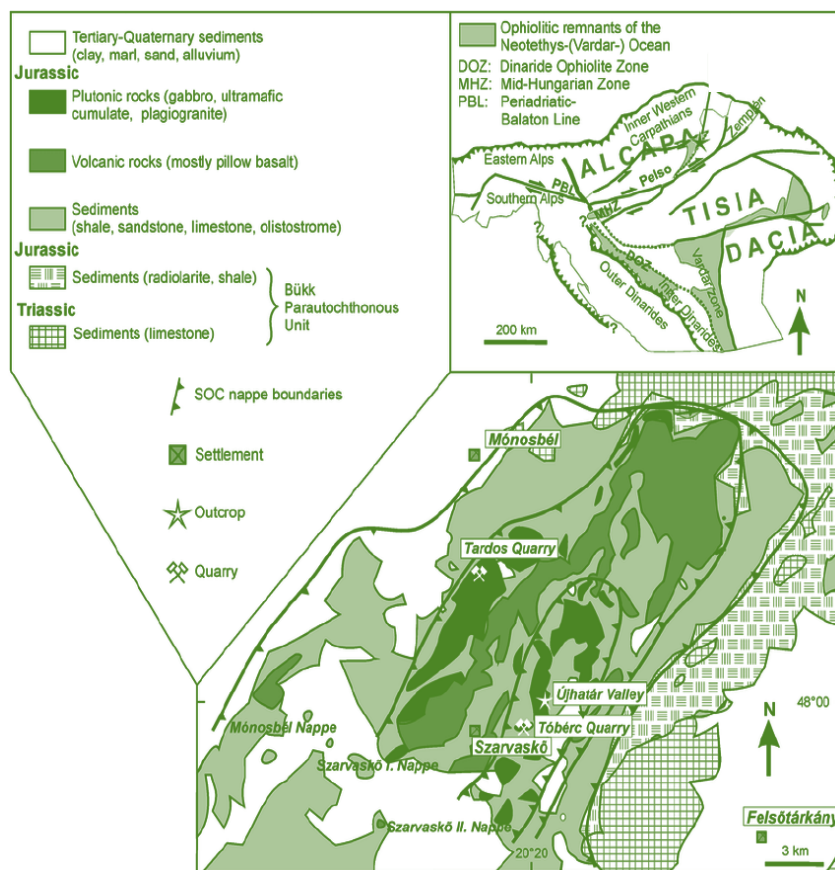
A Darnó-Szarvaskő sorozat mafikus kőzetein Harangi et al. (1996) által végzett geokémiai analízis N-MORB és E-MORB típusú köpenyeredetet mutat, amely régebbi irodalomban „sima-öv” néven szerepelt (Cottingham 1951, Lengyel 1957). A Szarvaskőn található középső jura korú magmatitok szubdukció eredetű ív mögött-medence képződményként értelmezhetőek

(Harangi 1996), amelyek szintén nem tekinthetők ofiolitnak (Kiss et al. 2008, 2011; Kovács et al. 2008, 2010; Palinkaš et al. 2008, 2015).

A Szarvaskő-takaró a jura finomszemcsés sziliciklasztos üledékes kőzetek és alacsony fokú metamorfózist szenvedett agyagpalák mellett mafikus magmás kőzeteket is tartalmaznak. Az alapvetően gabbroidális és bazaltos kőzetegységekben megjelennek plagiogranitos differenciátumok és ultramafikus kumulátumok is (Haas et al. 2011, Kovács et al. 2018).

A fentiekben említett kutatási eredmények összegzéséből az alábbi módon rekonstruálható a szarvaskői képződmény kialakulása a jelenlegi lemeztektonikai és a magmaképződési modellekkel:

A Neotethys nyugati elvégződési zónájának asszimetrikus riftesedése (Velledits 2006) elvékonyodó kontinentális peremen ment végbe. Ez a folyamat középső triász korú, a dinári és a Darnó-Bódva egységekhez tartozó magmás kőzeteket hozott létre szubmarin



2. ábra: A Mósónbél- és a Szarvaskő-takaró geológiai térképe (szerk.) (Kovács et al. 2004, Less et al. 2002, Péntek et al. 2006).

vulkanizmus útján, a riftesedés előrehaladott fázisában. Intenzív süllyedés kezdődött meg a triász legvégén, elkezdődött a mélytengeri üledékek lerakódása. Több kontinentális kőzetlemez-darab választotta el egymástól Afrika és Európa között kialakult óceáni medencéket (Harangi 1997; Argnani 2018), de ebben a rendszerben a Vardar-óceán aljzatát

tekinthetjük a jura korban északi irányban szubdukciónak induló óceáni kéregnek. Az Atlanti-óceán kinyílásának hatására az Afrikai-lemez északkelet felé mozgott és ennek következtében a Vardar-óceán bezáródott. E záródási folyamathoz kapcsolható a szubdukció és az ív mögötti medencék kialakulása a középső-jurában. A késő jura-kora kréta alábukás a Vardar-óceán közeteinek egy részét obdukálta, akkréciós melanzsot hozott létre (3. ábra). A szubdukció előrehaladtával végül az óceán a kora paleogénben teljesen bezáródott (Argnani 2018, Csontos 2000, Haas 2011, Harangi 1997).

Tágabb értelmezésben a triász korú kőzetek mellett jura és kréta korú MORB, IAB és BAB típusú kőzetek is előfordulnak a Dinaridák és Hellenidáknak a Darnó-Szarvaskői egységhez hasonló melanzsaiban (Kiss et al. 2012). Downes et al. (1990) megemlíti annak a lehetőségét, hogy a jura bázisos és ultrabázisos kőzeteket a Szarvaskő-komplexben terrigén üledékkel kontaminálódott MORB magmatizmus hozta létre egy sekély magmakamrában. Ebben a viszonylatban azonban elengedhetetlen megemlíteni a Nyugat-Afrikában megfigyelhető Kameruni vonal példáját. Egy olyan kivételes geológiai környezetben alakult ki a több mint 1600 km hosszú hasadérendszer, ahol egyazon riftesedési folyamat megy végbe mind az óceáni, mind a kontinentális kérgen. A két különböző környezetben előforduló bazaltos kőzetek ennek ellenére nem mutattak szignifikáns különbséget a geokémiai és izotópos vizsgálatok alapján (Fitton 1987).

A szarvaskői plutonikus kőzetet a korábbi irodalmakban „diabáz” néven tévesen a gabbró és a bazalt szinonimájaként használták. A „diabáz” (nem a gabbró és a bazalt szinonima) a Szarvaskői-Formációban valójában egy interszertális, intergranuláris, piroxén-amfibol-plagioklász tartalmú, SiO₂-ben szegény telérkőzet, aminek helyes megnevezése a dolerit. Egymást átszelő, egymás mellé települő dolerittelérek „a Szarvaskő környéki kétághegyi és kétvízi-hegyi kőfejtőkben láthatóak, ezek azonban nem tekinthetők „sheeted dyke”-oknak (Józsa 1997¹, Klespitz 2018). A különböző feltörések időrendi sorrendje, azoknak összefüggő rendszerének megállapítása sok szempontból még bizonytalan. Lengyel (1957) feltételezése – miszerint először a magmakamrában már részlegesen differenciálódott magmából a dolerit és bazalt kristályosodott szilárdra, s később szilárdult meg a gabbró – ellentmond Klespitz (2018) megfigyelésének, ami alapján a dolerit (finomabb szemcséjű „diabáz” típusú vulkanit) utólag hatolt át a már megszilárdult gabbrón. Mindezekből megállapítható, hogy a magmás kőzetek eltérő időben, több fázisban is képződtek.

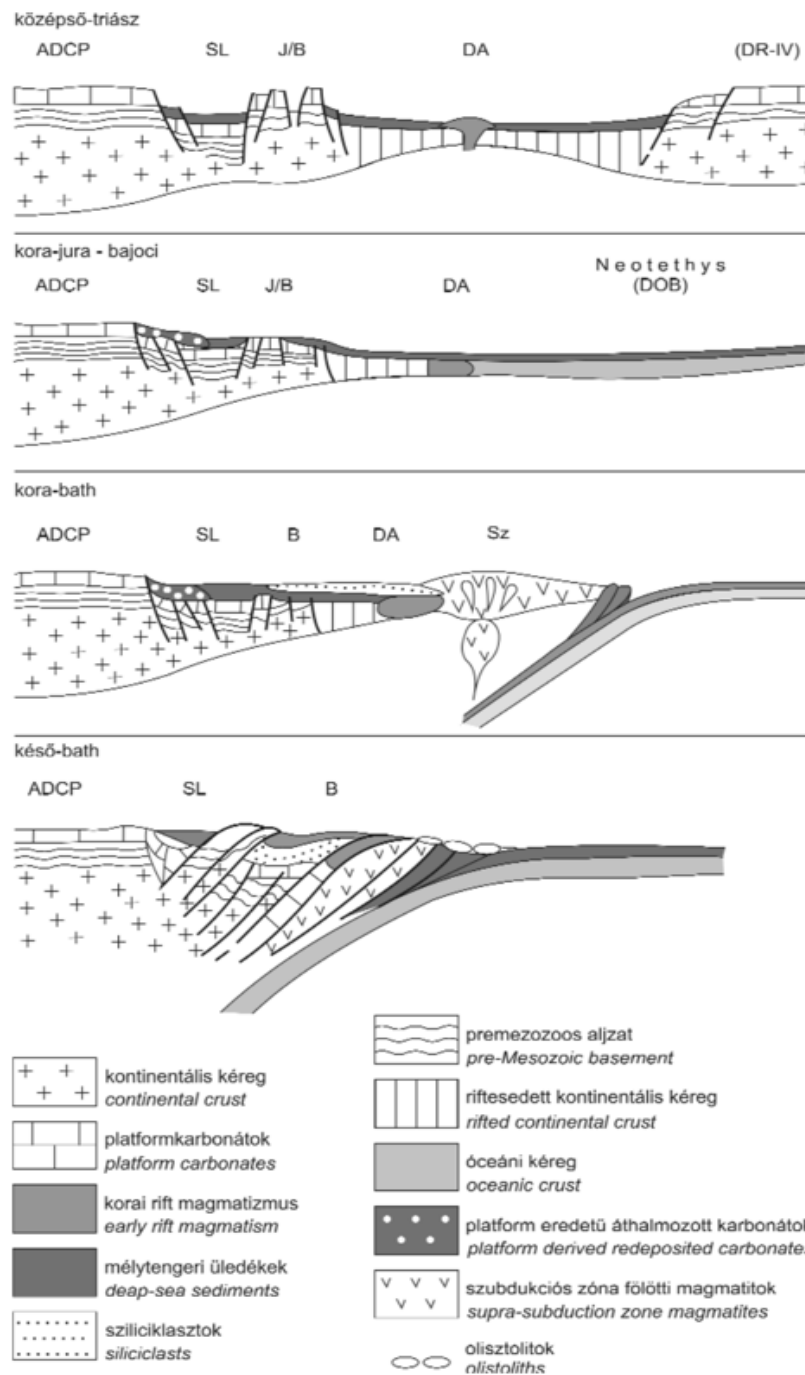
Lengyel (1957) a következőképpen értelmezte a magmatizmust, figyelembe véve a tényt, hogy a 20. század közepén még számos kutatás nem látott napvilágot:

A láva egy része a szétnyíló befogadó üledék réteglapjai közé hatolt, ott elnyújtott „tömlőkként”, vízszintesen elhelyezkedő, különféle intruzív, bázisos és ultrabázisos kőzetekké merevedett. A kevésbé viszkózus láva térfoglalása a felszíni bazalton kívül főként 10-20 cm-es telérekben és a palaösszlet rétegeiben teleptelér jellegűen történt, hálózatszerű összefüggésekben. Az elkülönült, nagyobb méretű magmatömlők szilikátolvadéka hőszigetelő minőségű palaburok védelmében, nyugodt viszonyok között tudott mélységi kőzetté szilárdulni. A kőzettest központja agyagpalával, homokkővel és gerincszerű bazaltos kiömléssel fedett, 3-4 km hosszú, 1-2 km széles gabbró, belsejében ultrabázisos és teléres kőzetekkel.

A felszíninformáló erők hatására a vashányahegyi, kisebb gabbró-ultrabázit tömegeiről a palaréteg már lepusztult, míg a nagyobb, újhatárvölgyi (a szarvaskői magmás test központi része) gabbrómag egy vastagabb pala-homokkőtakaró által van elfedve. Eleinte csak a vashányahegyi előfordulás volt ismeretes, majd később mélyfúrásokkal az újhatárvölgyi tömeget is észlelték, melyek az üledéktakaró alatt szorosan összefüggenek egymással.

Ásványtani összetételt vizsgálva a bazalt alkotói főként plagioklász, kevés femikus elegyrésszel. Ezzel szemben a gabbróban és a peridotitban általánosságban több a színes szilikát és az opak ásvány, illetve sokkal kevesebb, vagy teljesen hiányzik a földpát (Lengyel 1957).

A Vashányahegyen és az Újhatárvölgyben is nagyszemű, teljesen kikristályosodott, szétkülönülésre alkalmas fiziko-kémiai környezetben létrejött gabbró érces ultrabázitokat, és azokban érces slíreket foglal magában (Lengyel 1957). Habár a Bükk-hegység felépítése korábban is ismert volt (Haas 1995) – többek között azon megállapítással egyetemben, hogy annak karbon-jura kőzeteit szám szerint kilenc tektonikus hatás érte (Csontos 1988) – de geodinamikai értelmezést Csontos et al. (2005), Fodor et al. (2005), Haas (2004), Haas et al. (2012), Harangi et al. (1996), Kovács et al. (2008, 2010), Kovács et al. (2018), illetve Kövér et al. (2018) adtak a térségnek. Ösföldrajzi rekonstrukciók alapján a Neothetys záródásakor még a Júliai-Alpok – Dél-Karavankákhoz tartozó Bükk-hegység a Közép-magyarországi-vonal mentén, többszáz kilométeres eltolódás következtében foglalta el mai helyét a térképen. Erre a jobbos irányú transzverz elvetésre a késő-oligocén – kora-miocén között került sor (Csontos et al. 1992; Tari et al. 1993; Velledits 2006). A hegység kiemelkedése az eocénben indult meg (40 millió éve) az apatit „hasadvány nyom korolás” („fission track dating”) módszerrel (Dunkl 1994) elvégzett vizsgálatok alapján (Árkai et al. 1995).



3. ábra: A középső-triász és jura képződmények kialakulását értelmező modell. ADCP = Adriai-Dinári-karbonátplatform, B = Bükk, DOB = Dinári Ofiolit öv, DR-IV = Drina-Ivanjicai-egység, Juliai Alpok, SL = Szlovéniai-árok, Sz = Szarvaskő (Haas et al. 2011).

2.2 Az ércesedés jellemzői és hasznosíthatósága a korábbi vizsgálatok tükrében

Az ultrabázisos-bázisos, likvidmagmás ércelőfordulások a világon mindenütt a bezáró üledékes kőzetekbe, vagy kristályos palarétegek közé nyomult lencse-orsó alakú, vagy réteges intrúzóknak fordulnak elő. Így, az alpi, finnországi, bushweldi érces telepek is elnyúlt lencse alakúak, holott kifejlődési folyamatuk eltérő (Cawthorn 2015, Hanski & Smolkin 1995, Garuti et al. 1986).

Méretét tekintve a szarvaskői bázisos-ultrabázisos közetsorozat kifejlődés, a maga 8-10 km hosszú és 4-5 km széles kiterjedésével, egy kisebb kőzettestnek tekinthető. Az ilyen jellegű magmás kőzettest vonulatok átlagos mérete a néhány km-es nagyságrendtől 15-20 km-ig terjed, de az akár 100 km-es vonulatok ismertek, és hasonlóan a kisebb testekhez, ezek is szakaszosan összefüggő, kisebb egységekből állnak a tektonikai szabdaltság következtében (Lengyel 1957). Fontos ércteleptani szempont, hogy a bázisos magmás vonulatok hosszúsága és szélessége között egyenes arányú összefüggés figyelhető meg, így feltehetően azzal arányosan változik az érces ultrabázisos slírek mérete is (Lengyel 1957).

A szarvaskői jura korú magmás és vulkáni kőzetek jellemző megjelenési módja a párnabazaltos kifejlődés az intruzív gabbroidális testek mellett. Utóbbi a hőtartó palakőzetbe hatolt tömlő alakú testként és az extruzív központ alatti magban, hosszabb idő alatt szilárdult meg (Lengyel 1957). Ahhoz, hogy érces slírek jöjjenek létre, a kedvező hőmérsékleti és nyomásviszonyok elengedhetetlenek az idő tükrében (Clemens & Stevens 2016). A magmás hatásra felfűtött agyagpala biztosíthatta, hogy a magmás test lassan hűlt le, így lehetőség adódott a gabbroidális test kristályosodására és az oxid- és szulfidásványok szegregációjára az olvadt kőzetesten belül (Lengyel 1957).

A differenciáció folyamata a mélységi magmatározóban megkezdődhetett, így annak megfelelő sorrendben törhettek felfelé a már gravitációs differenciáción átesett különböző magmarészlegek. Az először felnyomuló bazalt, majd a későbbi gabbró-peridotit SiO_2 tartalma közötti különbség 11,53% (Szentpétery 1953). Ez a megállapítás bizonyíthatja a mélységi magmatározóban létrejött gravitációs elkülönülés lehetőségét. A már palaösszletbe nyomult kisebb méretű magma nem differenciálódott gravitációsan, helyette a frakcionációs kristályosodás kapott nagyobb szerepet (Lengyel 1957).

Mivel a Bowen-sorozat (Bowen 1922) – ami az ásványok kiválásának a sorrendjét reakcióelv szerint határozza meg – ebben az esetben nem alkalmazható az állapottenyezők sokrétűségéből kifolyólag, itt először a bázisos plagioklásszal indul meg a magma kristályosodása, utánuk egyéb szilikátok, végül pedig a femikus ásványok válnak ki (Lengyel

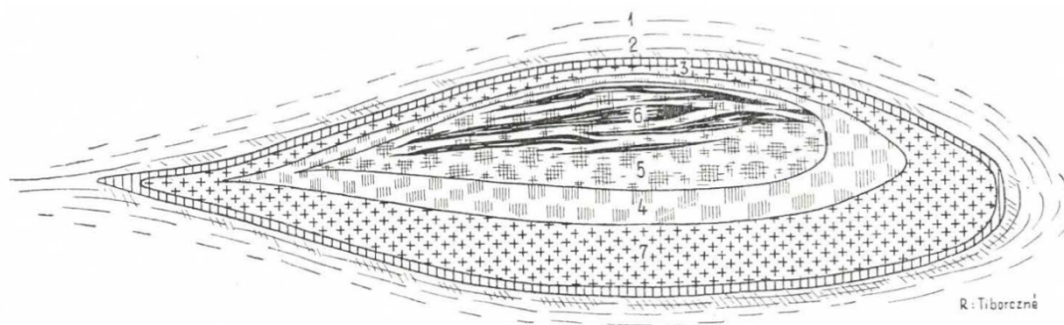
1957). Feltételezhető, hogy a magmatömlőben csapdába esett ásványképzők, illók és gázok bősége változtatta meg a kiválási sorrendet. Ezek a gázok eleinte disszociált állapotban járták át a magmát, hordozták magukban a hőenergiát, csökkentették a viszkozitást és növelték a nehézfémek oldhatóságát is, ezzel biztosítva az érc feldúsulását (Kullerud et al. 1969, Lengyel 1957, Maier et al. 1998).

A gázokban szegény magmarészekben általában a megszokott kiválási sorrend érvényesül (Lengyel 1957), míg a sziderofil és kalkofil elemek egy része oxidos, vagy kenes olvadékcseppekben különülnek el (Naldrett et al. 1984). Amennyiben gravitációs ércfelhalmozódásra nincs lehetőség a hűlés során kialakuló növekvő viszkozitás miatt, akkor az az ércdúsabb részek főleg sávokban, zsinórszerű kiválásokként, egyenletesen szórtn fordulnak elő.

A gázokban gazdag magmarészekben a kiválási sor felborul, mivel a nagyobb ionpotenciájú AlO_4 -tetraéderek lépnek be először a kialakuló molekulába. Ez az SiO_2 hiány és Al_2O_3 felesleg révén következik be (Lengyel 1957). Ebben az esetben a plagioklász és a piroxén kristályosodása után, xenomorfán kristályosodnak a femikus ásványok, főként az ilmenit.

A szarvaskői szétkülönülés és ércdúsulás folyamatát Lengyel (1957) az alábbiakban adta meg:

A magma benyomulása után a hőenergia a palaburok alatt, a magma felső részében összpontosult. Először az alsó, hidegebb magmarész szilárdult gabbróvá, és ezzel egyidőben az illókban és vízben gazdag, fémdús magmarészleg a magasabb, melegebb területekre szorult. Ekkor a gabbró már egy nagy burokkal fogja közre a maradék magmarészt. Az ércdús magmarész megszilárdulása előtt bőséges vízmennyiséggel kísérve, pneumatolitos környezetben megkezdődött az amfibol gyors kikristályosodása és a fémekben dús wehrilit lencsét hornblendit öv kezdi körülzárni. Ezen a hornblendit burkon belül a már vízszegény magmarészből monomineralikus tilait is képződik, mely fokozatosan átvezet a wehrliethez (4.



4. ábra: A palaburok alatti gabbróperidotit-tömlő elvi keresztmetszeti ábrája. 1 – palaburok, 2 – kontaktöv, 3 – fedőgabbró, 4 – hornblendit-köpeny, 5 – tialit-zóna, 6 – wehrilit slírek, 7. fekügabbró (Lengyel 1957).

ábra). Ilyenkor az oxidos ércek már a kikristályosodott szilikátok közötti térben foglalnak helyet, így az ilmenit többnyire xenomorf megjelenésű (Lengyel 1957).

Az ércesedés további jellemzéséhez elengedhetetlen megemlíteni, hogy a Major-árok wehrlit szulfidját vizsgálva Ditrói-Puskás és mtsi. (1999) pirrhotinnal együtt előforduló pentlanditban és nikkelinben észleltek Co előfordulást, a Ni kísézőjeként.

A XX. század közepén érckohászati kísérletekre Ózdon, Diósgyőrben és Németországban is felhasználták a vasbányahegyi érceket, továbbá ércdúsítási mechanizmusok vizsgálatával foglalkoztak a csepeli és péti laboratóriumok, továbbá a Vasipari Kutató Intézet.

A nagyolvasztókban elvégzett kísérletek megállapították, hogy 400 kg szarvaskői wehrlitből 100 kg fémvas és 0,64 kg vanádium állítható elő (Visnyovszky 1950), ám nem csupán vas és vanádium, de titán kinyerésére is alkalmasnak bizonyult a kőzet. Az érc 24–26% vasat, 7–14% titánt, 0,14–0,16% vanádiumot tartalmaz (Zelenka 1997), így a titán kinyerésének reményében szilárd redukcióval és mágneses szeparációval is kísérleteztek. Ezek a módszerek azonban nem bizonyultak gazdaságosnak, de végül nedves széreléses, fajsúlykülönbségen alapuló szétválasztásos módszerrel sikerült az ilmenitet nagy tisztasággal, jó kihozattal szeparálni 1955-ben. Ezzel az eljárással *„a wehrlit súlyának 40%-a nyerhető ki 30% TiO_2 - és 30% Fe -tartalommal. A titánkihozatal így kb. 80%”* (Visnyovszky 1950, Visnyovszky & Holló T.-né 1956).

Bár az ultrabázisos kőzetben az ilmenit mennyisége a 10%-ot is meghaladhatja, de a század hajnalán elvégzett kutatásokból és próbatermeléses kísérletekből az az eredmény állt elő, hogy a titánérc 10^3 t összmennyisége (Zelenka 1997) nem elegendő a telep méretéből adódóan, illetőleg a környező szilikátos kőzetek miatt gazdaságosan jelenleg kinyerhetetlen (Józsa 1997²).

2.3 Az érces testtel összefüggő egyéb folyamatok

A szarvaskői gabbró kristályosodásához a wehrlit előfordulásához közeli zónákban pegmatitok képződése is kapcsolódott (Péntek et al. 2006). E pegmatitok hasonló összetétellel rendelkeznek, mint maga a befogadó gabbró, viszont bizonyos elemekben dúsabbak, így olyan ásványokkal gazdagodhat a kikristályosodó pegmatit, mint biotit, amfibol, vas-titán-oxidok, kvarc, apatit. A pegmatitképződés a magmás fluidfázis szegregációjának a bizonyítéka. Az apatit fluor-gazdagsága és a piroxén amfibolosodása, biotitosodása mind a deuterikus átalakulásra utalnak, ami alátámasztja a fluidfázis leválását. A szarvaskői gabbró kristályosodását tehát magmás fluidum szegregálódás kísérte (Péntek et al. 2006).

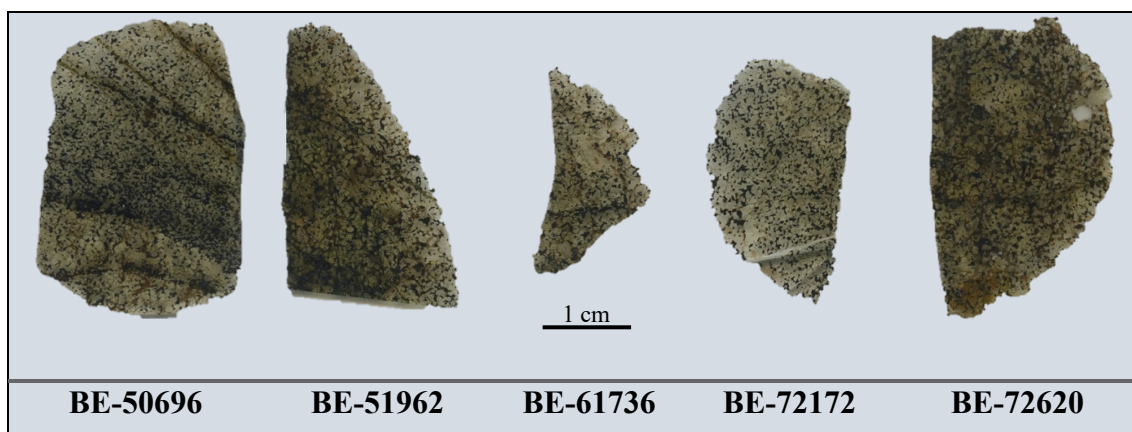
Tengeraljzati hidrotermális aktivitás hatása is megfigyelhető a jura korú szarvaskői párnalávában (Kiss 2012, Kiss et al. 2008, 2011, 2012; B. Kiss 2018). A klorit, albit, prehnit előfordulása a kőzetek átalakulására utaló ásványtársulás. Nagyobb léptékű hidrotermális átalakulás főleg a hialoklasztit-törmelékekben és töréses szerkezetekben jellemző (Péntek et al. 2006). Az ásványtani- és fluidumvizsgálatok alapján megállapítható volt, hogy a kőzetképződés és az átalakulás 5-6 km-es vízmélységben történt (Molnár et al. 2010). Mélységi magmás kőzetekben is észlelhető a tengervíz és a kőzetek kölcsönhatása a klorit, klinozoisit, aktinolit, titanit, szericitesedés előfordulásából következtethetően. A hőforrás közelsége miatt megközelítőleg 250-400°C volt a folyamat hőmérséklete.

Geokémiai vizsgálatok a szarvaskői bazaltos párnalávában találtak elenyésző Pt, Pd és Ir mennyiséget (1-70 ppb). Molnár et al. (2010) megállapítása szerint a platinafémek hidrotermás folyamatok által mobilizálódhatnak, illetve másodlagos dúsulásait nagy sótartalmú oldatok idézhetik elő, de a jura párnalávákban nem alakult ki egy olyan fluidcirkulációs rendszer a tengeraljzati vulkanizmus során, amely a platinafémek másodlagos dúsulásához elegendő lenne (Kiss et al., 2008; Kiss 2012, Molnár et al. 2010). A szarvaskői wehrliitben sem mutattak ki kimutatási határérték feletti platinafém tartalmat (Nagy & Zentai 1968, Molnár et al. 2010, Kiss et al. 2013), ugyanakkor a Tóbérci-kőfejtőnél, energiadiszperzív spektroszkópiával 2 tömeg% Pd-t észleltek melonitban (Zajzon 2013).

3. A wehrlit újrvizsgálata

3.1 Mintaelőkészítés

A kutatás során a szarvaskői Denevér-táróból származó, az ELTE TTK FFI Ásványtani Tanszékének gyűjteményéből származó mintasort vizsgáltam. Az öt minta jelölése a következő: BE-50696, BE-51961, BE-61736, BE-72172 BE-72620. A polírozott vékonycsiszolatok (5. ábra és a közetpéldányok (6. ábra) elnevezése megegyezik, kivéve a BE72172/1 és BE72172/2, mivel ezekből csak egy csiszolat készült, „BE-72172” jelöléssel. A makroszkópos leírás a BE-51962 (7. ábra) és BE-50696 minta alapján készült. Minden példányból megközelítőleg 250g tömegű kőzetminta geokémiai vizsgálata a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóság Földtani Igazgatóságának laboratóriumában történt..

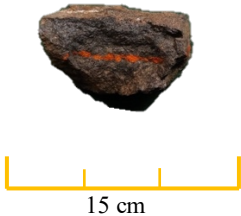


5. ábra. A mintákból készült vékonycsiszolatok összesített ábrája.

3.2 Vizsgálati módszerek

A ráeső és áteső fényes mikroszkópos mintaleírás Harangi et al. (2013) „Magmás kőzetek és folyamatok – gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához” című elektronikus tankönyve, továbbá Molnár és Szentpéteri (2005) „Opak ásványok mikroszkópos vizsgálata” című tankönyvének használatával készült.

A kézipéldányok sztereomikroszkópos tanulmányozását Zeiss Stemi 508 típusú műszerrel végeztem. A polarizációs mikroszkópos megfigyelésekhez használt műszer az Ásványtani Tanszék Optikai laboratóriumában működő Zeiss Axioplan átasó és ráeső fénymenetű kutatómikroszkóp volt. A sztereomikroszkópos és polarizációs mikroszkópos megfigyelések dokumentációjához a Zeiss Axiocam 208 color típusú mikroszkópos kamerát és annak képfeldolgozásra alkalmas Zeiss ZEN 3.4 (blue edition) szoftverét alkalmaztam. A mikroszkópos megfigyelések alapján meghatározott modális ásványösszetételt manuális kvantitatív módszerrel végeztem el kalibrációs tárgylemezének segítségével.

<i>Kód</i>	<i>Kép</i>	<i>Méret (cm)</i>	<i>Súly</i>
BE50696		17x15,5x12	5810 g
BE51962		16,8x11x7	2407 g
BE61736		8,5x7,7x4,9	733 g
BE72620		8x5,5x4,5	490 g
BE72172/1 (vágott)		7,2x4x4	304 g
BE72172/2 (jelölt)		7,8x5,4x3	218 g

6. ábra. A feldolgozás előtti kőzetminták összesített ábrája.

A pásztázó elektronmikroszkópos méréseket az ELTE TTK FFI elektronmikroszkóp laboratóriumában felszerelt AMRAY 1830i, EDAX + Moron 26 típusú, INCA standardmentes energiadisperzív rendszerrel felszerelt elektronmikroszkóppal végeztem. A tájékoztató jellegű kémiai elemzések 20kV gyorsító feszültséggel, 1 nA mintaárammal, 100s mérési idővel készültek a polírozott vékonycsiszolatok szénnel gőzölt felületein.

Ezeket túl Olympus Vanta VCR 40 kV feszültséggel, 100 μ A áramerősséggel indukált Rh csővel felszerelt hordozható XRF analizátorral, 90s mérési idővel, 3 mm foltármérővel, félkvantitatív teljeskörű elemzéseket is végeztem (1. táblázat) a BE-51962 jelölésű minta polírozott felszínén (7. ábra).

A kőzet kvantitatívnyomelem- és ritkaföldfém-tartalmának meghatározása a porított és homogenizált minták lítium-metaborátos (LiBO_2) ömlesztéses feltárása után Jobin-Yvon Ultima 2C ICP-OES és Perkin Elmer ELAN DRC II ICP-MS berendezéseken történt (belső standard: 103Rh; zavarás korrekció: Helium KED).



7. ábra. A BE-51962 minta polírozott felszíne makroszkopikus leírásra.

3.3 Eredmények

3.3.1. A minták makroszkópos jellemzői

A megfigyelések általánosan értelmezhetőek az összes vizsgált kőzetmintára, de egy-egy jelenség a minták eltérő előkészítettségéből eredően jobban megfigyelhető volt, így ezeket az adott példány mintaszámának feltüntetésével emeltem ki.

A sötétszürke-fekete, tömör, nehéz, kőzet többnyire homogén, de egyes mintákon (BE-50696, BE-51962) heterogenitást is mutat, amely az opak ásványok sávosan megjelenő dúsulásában

nyilvánul meg. Továbbá sötét színű ásványokkal kitöltött 0,7 mm vastag repedésrendszerek is megfigyelhetők, melyek áthaladnak az összes megfigyelt közetalkotó ásványfázison. Szabad szemmel 3 közetalkotó fázis különíthető el, melyek megközelítőleg azonos mennyiségben fordulnak elő a közetben.

Az első fázis fekete, helyenként jól hasadó, hipidiomorf, zömök oszlopos, 1-2 mm-es, hasadási lapjain üvegfényű piroxén. A második fázis sötétbarna, nem hasadó, hipidiomorf, enyhén nyúlt, zömök, 1-2 mm-es, üvegfényű olivin. A harmadik fázis fémes sötétszürke színű, nem hasadó, xenomorf, fémes fényű, erősen csillogó ércásvány. A minták barna színű erekkel vannak átszelve, amelyek környezetében opak ásványok is dúsulnak. Polírozott felszínen egyben becsillanó, fekete színű, hipidiomorf, xenomorf, megnyúlt oszlopos ásványok is látszanak, melyek a többi fázisnál nagyobb, 3-5 mm-es mérettel rendelkeznek.

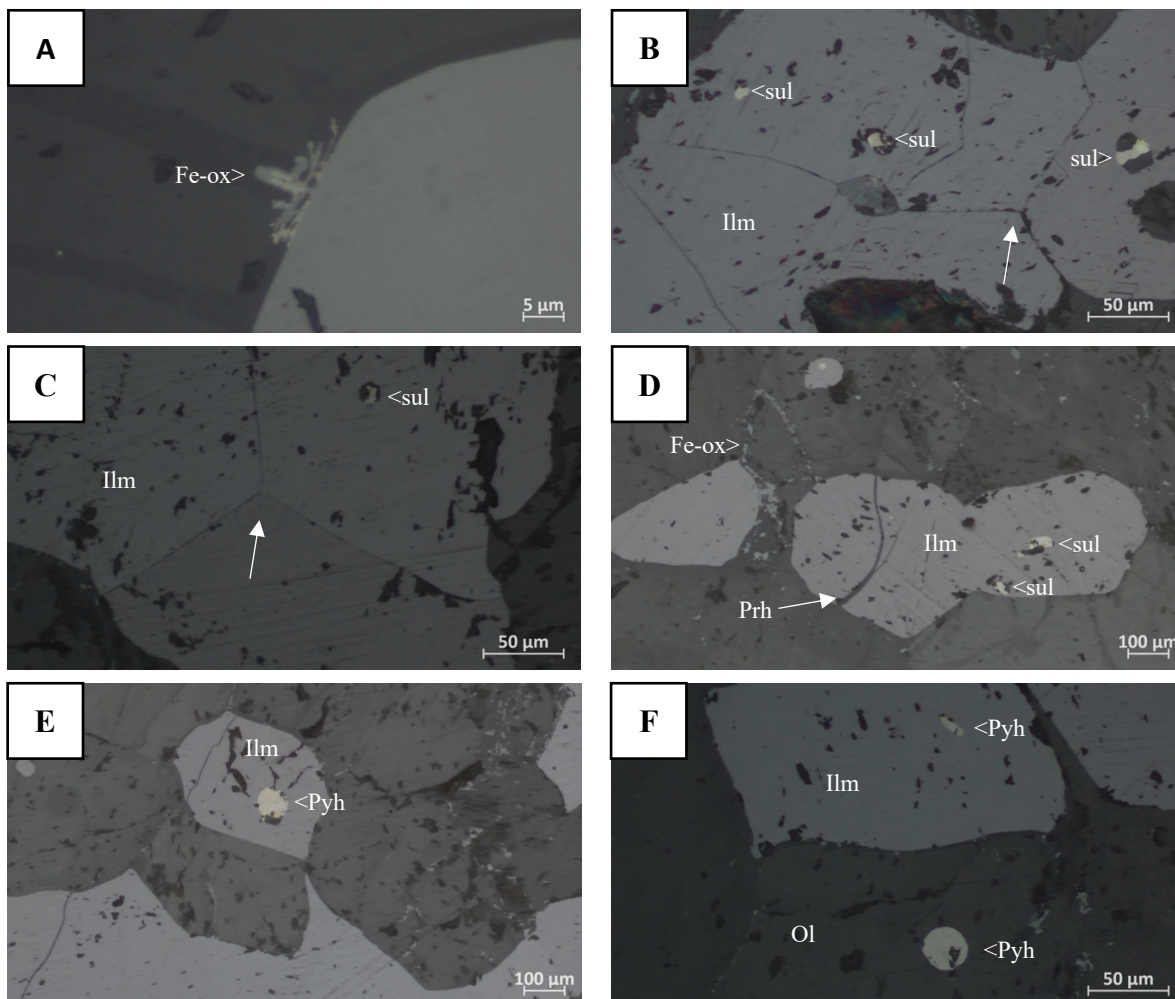
3.3.2 Polarizációs mikroszkópos vizsgálatok

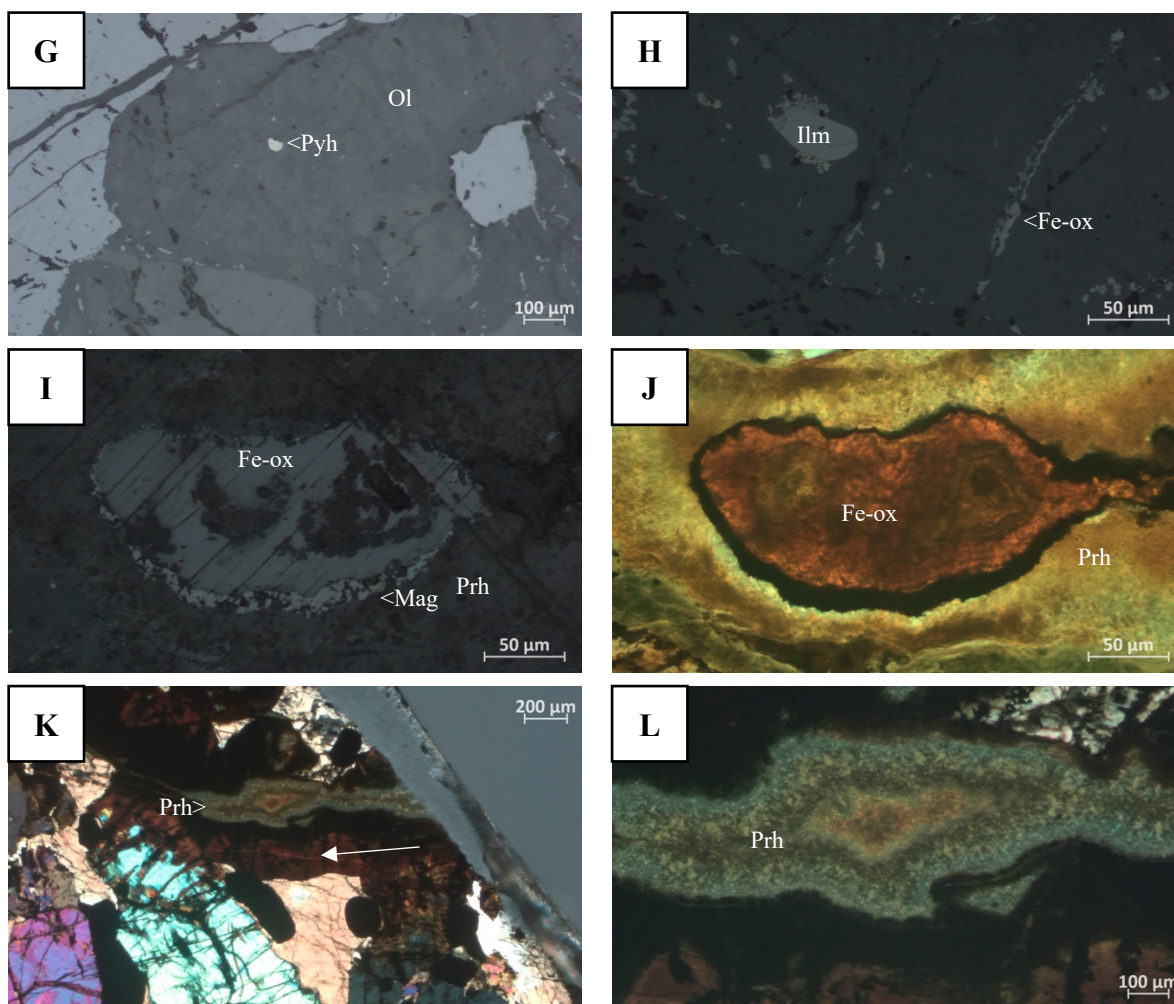
Általánosan megállapítható, hogy a közet szövete minden mintában ekvigranuláris-mozaikos (9. ábra). A közetet 30%-t olivin alkotja mely átlagosan 1000 μm kristálymérettel jellemezhető (200-2500 μm szélsőértékekkel). A piroxén, hornblende és ilmenit mellett is előfordul, illetve több olivin jellemzően mutat 120 fokos szemcsehatárokat. Az olivin izometrikus, idiomorf, hipidomorf kristályai a közetet szelő erezések mentén 700 μm széles sávban azonban erősen átalakult, serpentinisedett. A serpentinít „mesh”-szerkezetet mutat és másodlagos oxid fázisok jelennek meg benne (10. ábra). A (dominánsan monoklin) piroxén mennyisége a közetben 28%, mérettartományban megegyezik az olivinnel, jellemzően hipidiomorf megjelenésű, illetve gyakran mutat átalakulást szálas, másodlagos amfibollá (9. ábra, 13. ábra). Az elsődleges magmás amfibol 10%-ban fordul elő, jellemzően nagyobb méretű oikokristály formájában elérheti a 3000-5000 μm -t méretet is: e szövetben az olivin és piroxén szemcsék között félig hipidiomorf félig xenomorf alakot ölt az amfibol (9. ábra).

A közetben a következő opak ásványokat azonosítottam: ilmenit, magnetit, pirrhotin, pentlandit, illetve másodlagos vas-oxid-hidroxid ásványok (8. ábra, 9. ábra, 10. ábra, 11. ábra, 12. ábra, 13. ábra). Az ilmenit a legnagyobb mennyiségben előforduló opak ásvány, 100-2000 μm közötti, de leggyakrabban 1000 μm -os méretet ölt. Xenomorf szemcsékként, szemcsealmazokként helyezkedik el az idiomorf-hipidiomorf olivin és a piroxén kristályok közötti térben. A szemcsealmazokban sok helyen megfigyelhető 120°-os szemcsehatár (8. ábra). A magnetitnek két különböző megjelenési formája figyelhető meg: egyfelől a szilikátok és az ilmenit peremén koszorúszerűen kristályosodva, továbbá a szilikátok és az ilmenit repedéseit kitöltve.

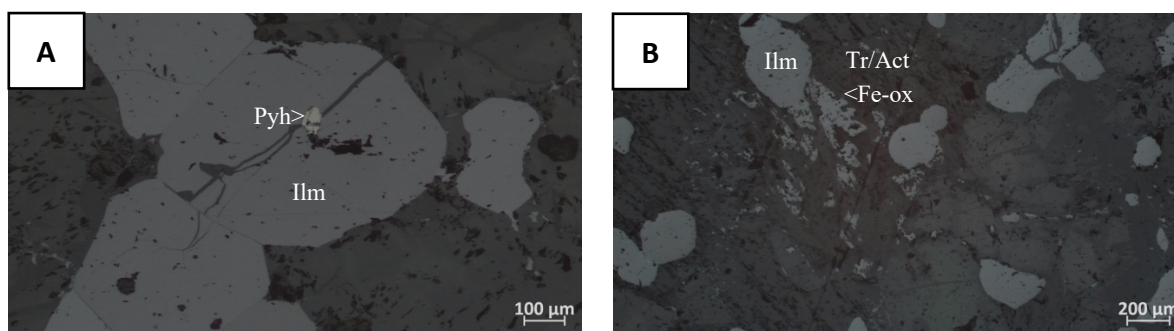
A szulfidok a szilikátásványok és az ilmenit olvadékszárványaként egyaránt megjelenhetnek, változatos összetételben. A megfigyelt 5-100 μm méretű pirrhotin cseppek gömb és nyúlt pálca alakban monomineralikusan, vagy szételegyedett pentlanditot tartalmazva együtt fordulnak elő, melynek szételegyedési formái sokszor lángszerű alakot öltenek (10. ábra, 12. ábra). Általánosan megállapítható, hogy az elsődleges szilikátokban (8. ábra) és oxidokban egyaránt (9. ábra) zárványként megfigyelhető szulfidok intersticiálisan (a közetalkotók közötti térben) nem fordulnak elő a mintákban.

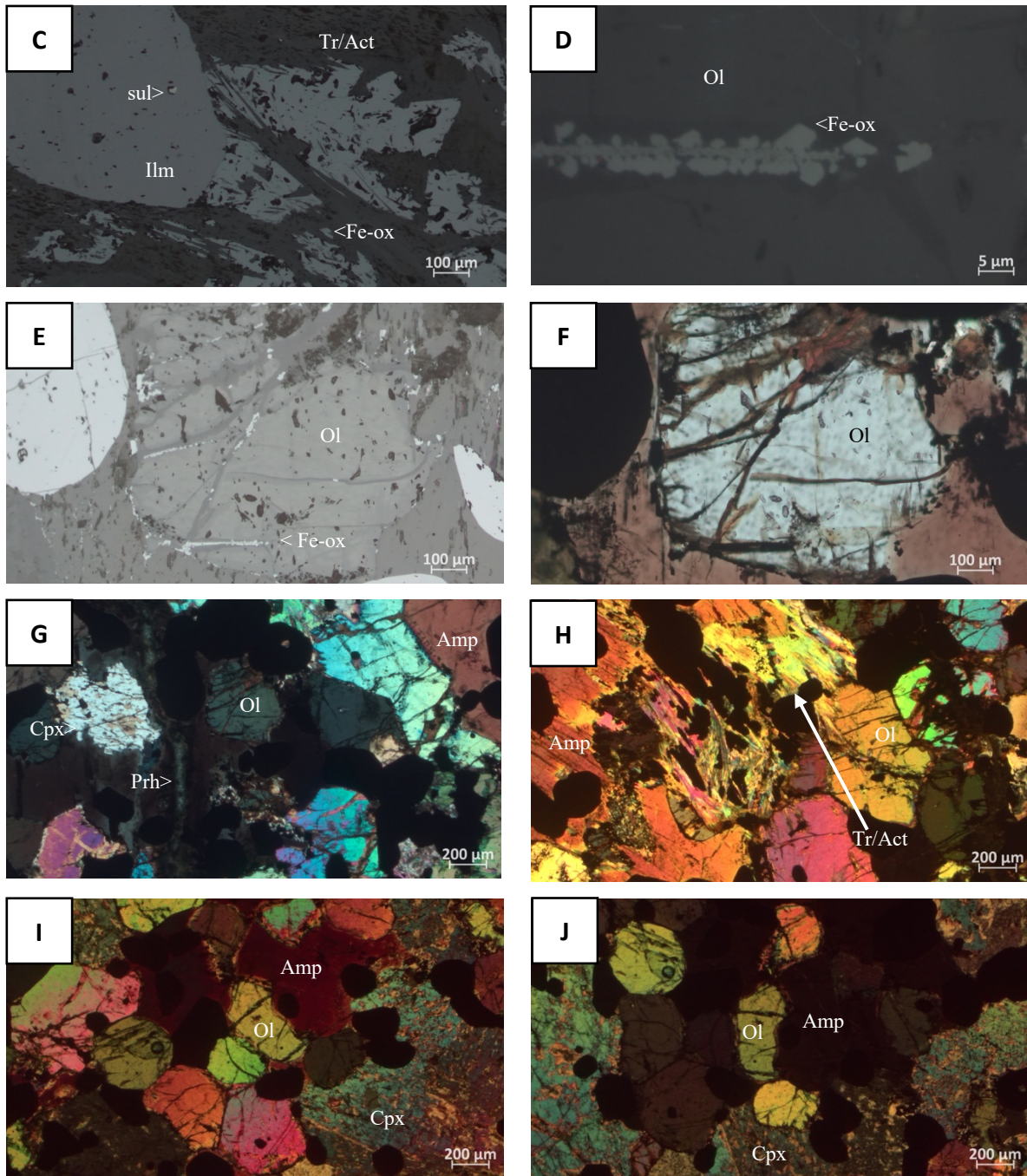
Másodlagosan prehnites erek járják át a kőzetet (8. ábra, 13. ábra). A prehnit mellett átalakult olivin, piroxén és amfibol zárványként és repedésekben különböző arányban tartalmaznak idiomorf és xenomorf Fe-oxidásványokat (8. ábra, 9. ábra). Tremolit-aktinolit rostok is vannak a kőzetben 200-500 μm -es halmazokban (9. ábra), ezek szövetileg megfigyelhetően másodlagosan keletkeztek az erek mentén.



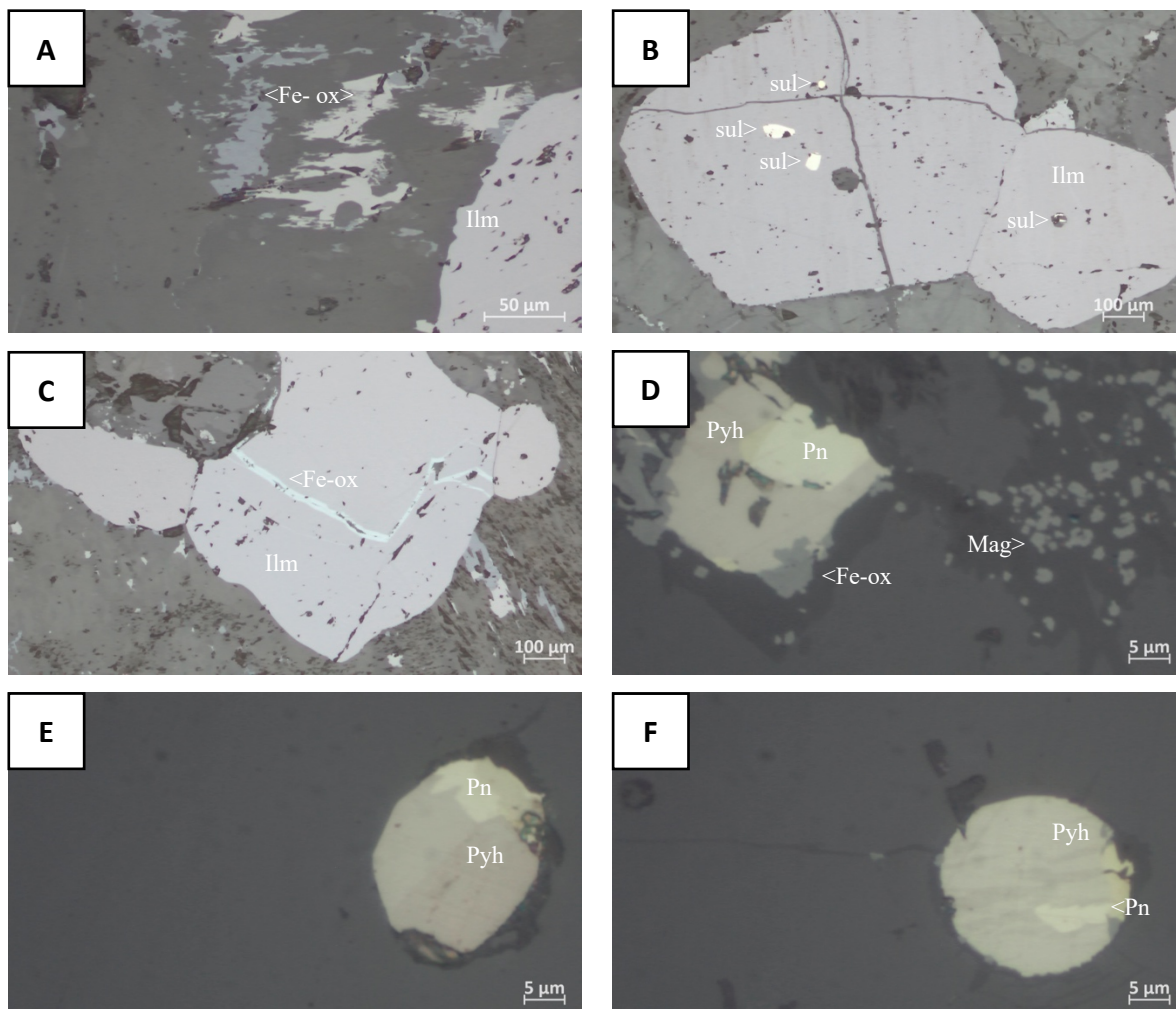


8. ábra. BE-50696 jelölésű mintamikroszkópi fotói. **A** – Másodlagos Fe-oxidos kiválás. **B** – Az ilmenit szemcséinek érintkezési vonalai által bezárt 120°-os szögek által jellemzett egyensúlyi szövet. Az ilmenitben szulfid zárványok is láthatók. **C** – Egyensúlyi szövet ilmenitben, szulfid zárvánnyal. **D** – Prehnites ér által átszelt ilmenit szulfid zárványokkal és Fe-oxid. **E** – Pirrhotin zárvány ilmenitben. **F** – Pirrhotin zárványok ilmenitben és olivinben. **G** – Olivinben pirrhotin zárvány. **H** – Prehnites ér mentén Fe-oxidok a töredezett szilikátokban. **I** – Prehnites ér oxidos magja ráeső fényben. **J** – Prehnites ér vasoxid-hidroxid ásványok halmazából álló magja áteső fényben, 1N. **K** – Prehnites ér a környező szilikátok elváltozásával, +N. **L** – Prehnites ér áteső fényben, +N (Pyh = pirrhotin, sul = szulfid, Ilm = ilmenit, Mag = magnetit, Fe-ox = vas-oxid, Ol = olivin, Prh = prehnit).

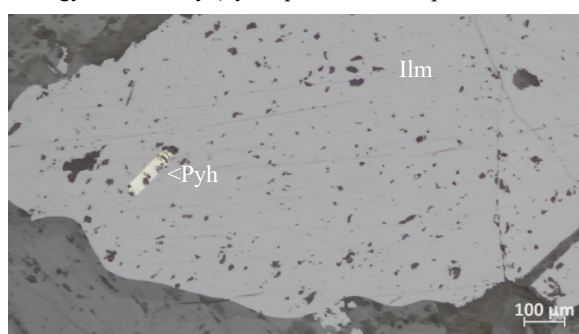




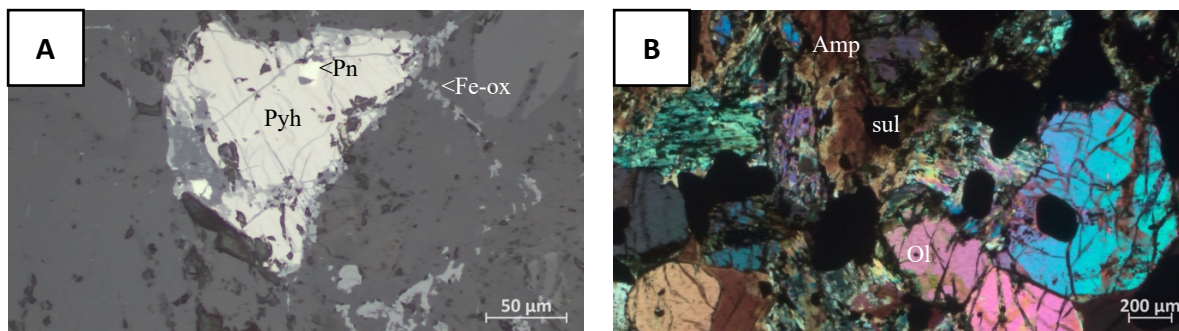
9. ábra. BE-51962 jelölésű mintamikroszkópi fotói. **A** – Repedés mentén pirrhotin zárvány ilmenitben. **B** – Szálas amfibolban Fe-oxid kiválás olivin, amfibol és ilmenit mellett. **C** – Szálas amfibolban Fe-oxid kiválás ilmenitben. **D** – Idiomorf Fe-oxidok egy olivin repedésben. **E** – Törések mentén az olivinban Fe-oxidok kristályosodtak ki szerpentinásványok mellett. **F** – Töredezett olivin a prehnites ér mellett, 1N. **G** – A vizsgált „F” olivin szöveti elhelyezkedése, +N. **H** – Szálas amfibolban Fe-oxid kiválás olivin, amfibol és ilmenit mellett, prehnites ér környezetében, +N. **I** – Egyensúlyi olivin, amfibol, átalakult piroxén, továbbá opakásványok, +N. **J** – Olivin, amfibol, átalakult piroxén, opak ásványok, a tárgyasztal 45°-kal elforgatva, +N (Pyh = pirrhotin, sul = szulfid, Ilm = ilmenit, Mag = magnetit, Fe-ox = vas-oxid, Ol = olivin, Cpx = klinopiroxén, Amp = amfibol, Prh = prehnit, Tr/Act = szálas amfibol).



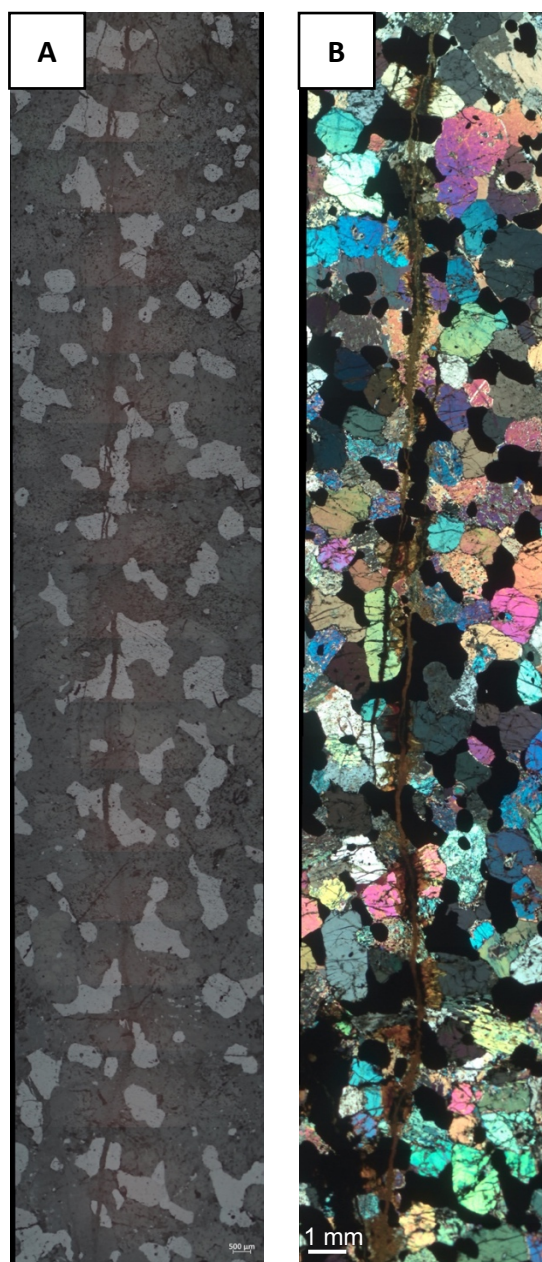
10. ábra. BE-61736 jelölésű minta mikroszkópi fotói. **A** – Fe-oxid repedéskitöltés. **B** – Ilmenitben számos szulfidzárvány. **C** – Ilmenitben Fe-oxid ér. **D** – Szilikátban zárványként pirrotin-pentlandit mss szételegyedés, Fe-ox, idiomorf magnetit kristály halmaz. **E** – Olivinben pirrotin-pentlandit mss szételegyedés zárványként. **F** – Olivinben pirrotin-pentlandit mss szételegyedés zárvány (Pyh = pirrotin, Pn = pentlandit, sul = szulfid, Ilm = ilmenit, Mag = magnetit, Fe-ox = vas-oxid).



11. ábra. Pirrotin lemez ilmenitben – BE 72172 minta (Pyh = pirrotin, Ilm = ilmenit).



12. ábra. BE-72620 jelölésű mintamikroszkópi fotói. **A** – Pirrotin-pentlandit szételegyedés másodlagos Fe-oxidokkal. **B** – Amfibol, és olivin centrális helyzetben a megfigyelt szulfiddal (Pyh = pirrotin, Pn = pentlandit, sul = szulfid, Fe-ox = vas-oxid, Ol = olivin, Amp = amfibol).



13. ábra. A BE-50696 mintán a prehnites érrel átszelt wehrlit általános szövete. **A** – Ráeső fényben. **B** – Áteső fényben.

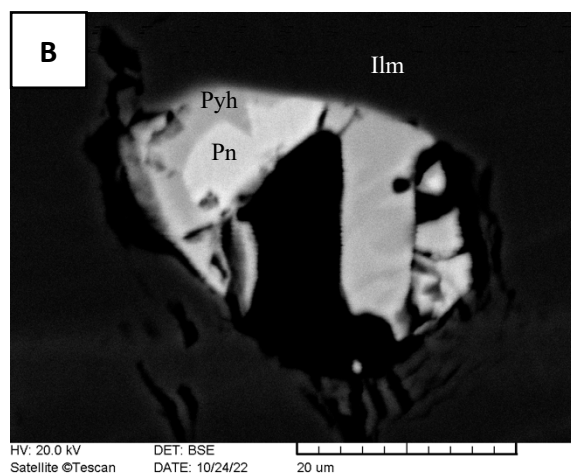
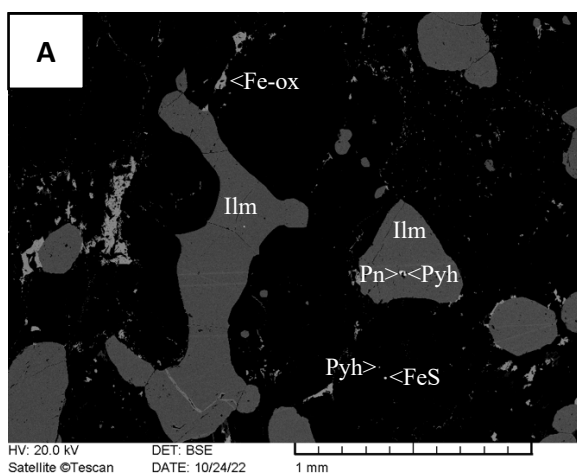
3.3.3 A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok eredményei

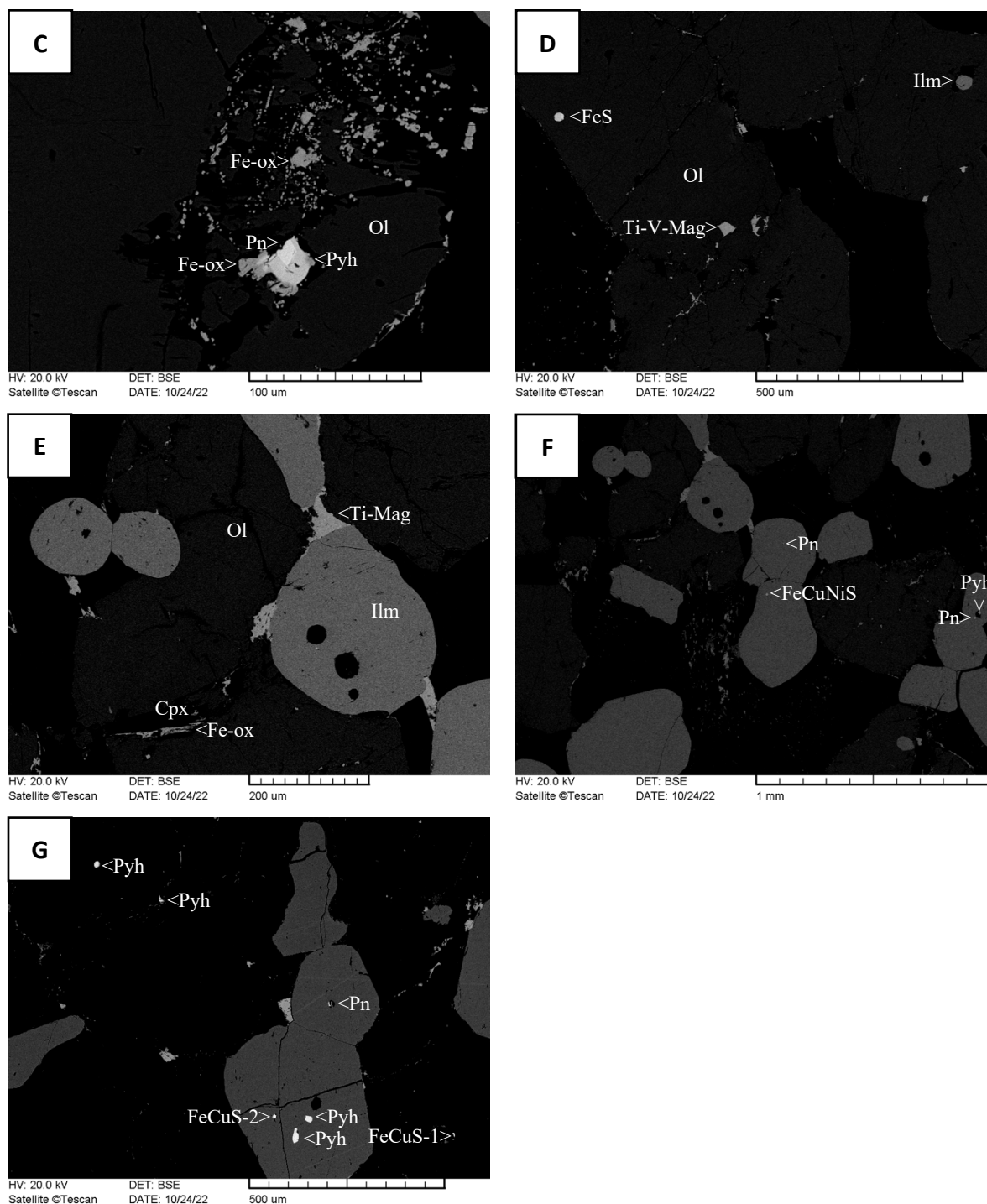
A pirrhotin-pentlandit szételegyedett szemcschalmazokon kívül az elektronmikroszkópos vizsgálat során az olivinben, egy gömbszerű zárványként elhelyezkedő ásványt, a kubanitot ($\text{CuFe}_2\text{S}_3^{\text{romb}}$) is azonosítottam (14. ábra).

SEM-EDS félkvantitatív kémiai elemzések során a Denevér-táróból származó wehrliit szulfidcsepp szételegyedés pentlanditjában 11-19 tömeg% Co előfordulást mutattam ki (14. ábra) (2. táblázat), mely ásvány összetétel alapján a pentlandit-kobaltpentlandit szélsőtagok között helyezhető el. Átlagosan 0,3 tömeg% Zn tartalom jelent meg a szételegyedett szulfid pirrhotin tagjában, melyben Ni és Co nem volt észlelhető (2. táblázat). Egy Fe, Cu, Ni és S elemkből álló, közelebbről nem meghatározható ásványt is kimutattam, mely Co tartalma meghaladta a 4 tömeg%-ot. Emellett kalkopiritet is észleltem a mintában melyben kimutatási határ alatt volt a Zn (2. táblázat). A szulfidok esetében külön érdemes megjegyezni, hogy míg ilmenit zárványaként esetenként pentlanditot tartalmazó pirrhotin cseppek fordulnak elő, addig a Cu-tartalmú szulfid zárványok jellemzően a szilikátásványok zárványaként azonosíthatók.

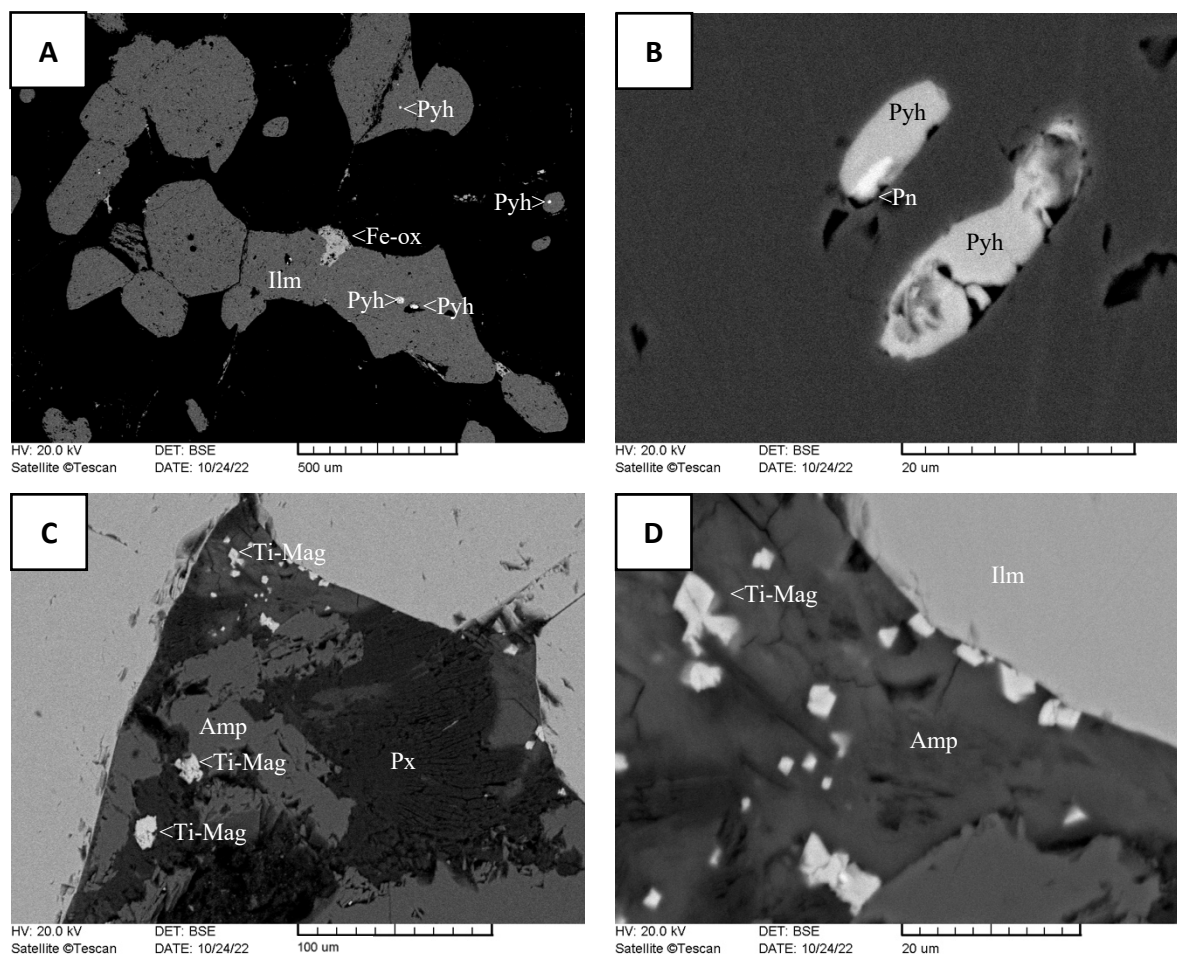
A magnetitnek változó a Ti (0,9-2,7 tömeg%)- és V (0-1,57 tömeg%)-tartalma, illetve azoknak a különböző szöveti elhelyezkedései (14. ábra, 15. ábra) (2. táblázat). A szilikátokat és az ilmenitet koszorúsan körülfogó magnetit vanádiumot SEM-EDS-el nem kimutatható mennyiségben tartalmaz. A repedéskitöltő szöveti elhelyezkedésben előforduló magnetit ezzel ellenben mutat vanádium előfordulást (1,57 tömeg%), illetve a Ti-tartalma is magasabb (2,65 tömeg%) (2. táblázat).

Az ilmenitben a Mg 1-2 tömeg%, a Mn megközelíti az 1 tömeg%-ot, nyomelemekben Si-t és Al-ot tartalmaz.





14. ábra. BE-61736 mintán végzett pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat visszaszórt elektron képei. **A** – Ilmenitben pirrhotin-pentlandit szételegyedés, illetve a szilikátban is megfigyelhető szulfidok. **B** – Az „A” képen látható ilmenitben lévő pirrhotin-pentlandit szételegyedés. A pentlandit Co-tartalma 11 tömeg%. **C** – Olivin kristály koszorús (V-szegény) és repedéskitöltő Fe-oxidokkal. A pentlandit Co-tartalma meghaladja a 19 tömeg%-ot is. **D** – Olivinben repedéskitöltő V-gazdag titanomagnetit, környező Fe- oxidokkal és szulfidokkal. **E** – V-szegény titanomagnetit ilmenitre növe, mellette klinopiroxénben Fe-oxid. **F** – Ilmenitben a kubanit. **G** – Ilmenitben és a szilikátokban is megfigyelhető a kubanit, továbbá egyazon ilmenitben fordul elő pirrhotinnal (Pyh = pirrhotin, Pn = pentlandit, Ilm = ilmenit, Mag = magnetit, Fe-ox = vas-oxid, Ol = olivin, Cpx = klinopiroxén.).



15. ábra. BE-72620 mintán végzett pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat visszazórt elektron képei. **A** – Egyensúlyi ilmenitben pirrotin „cseppek”. **B** – Pirrotin-pentlandit szételegyedés. **C** – Amfibolban idiomorf titanomagnetit kristályok. **D** – A „C” képen látható titanomagnetitek az ilmenit szegélyén is kristályosodtak (Pyh = pirrotin, Pn = pentlandit, Ilm = ilmenit, Mag = magnetit, Px = piroxén, Amp = amfibol).

3.3.4 Hordozható XRF elemzések eredményei

A hordozható röntgen sugárforrás a kőzet 2x2cm-es felületére sugároz egy mérés alkalmával, így a különböző helyeken eltérő elem mennyiséget mutathat a műszer, főleg szemcsés-durvakristályos kőzetek esetén. A Na és az alatti elemek (pl. O) LE (Light Elements) elemeknek tekintendők, a mért minta átlagosan 30% LE előfordulást mutat. Főelem a Mg, Al, Si, Ca, Ti, Fe. Nyomelem a V, Zn, Sr, Zr, melyek mellett a S, Ni, Cu, Se, Y, Nb, Sn, Hg, Bi csupán némely mérés alkalmával kimutatási határérték felett. Emellett As-t átlagosan 10ppm-ben tartalmaz, amely Ditrói-Puskás et al. (1999) által talált arzenátokkal lehet összefüggésben, míg az átlagos 150 ppm Zn a szulfidok kísérője lehet a Cu-Fe-S-Zn rendszerben, mely cink előfordulást pásztázó elektronmikroszkópos megfigyeléseim is alátámasztanak. A V 500pm-ben fordul elő a kőzetben.

El/SNR	1.	2.	3.
Mg	103000	102000	83000
Al	9000	11300	8300
Si	155700	161100	121200
S	124	ND	ND
Ca	12410	48270	23430
Ti	99300	76100	114800
V	505	370	627
Mn	4950	3870	4300
Fe	261600	283400	261400
Ni	48	ND	ND
Cu	ND	20	ND
Zn	195	129	131
As	17	7	7
Se	ND	8	ND
Sr	5	9	12
Y	ND	16	ND
Zr	49	32	62
Nb	ND	ND	9
Sn	67	ND	ND
Hg	25	ND	ND
Bi	ND	ND	32

1. táblázat. A BE-51962 minta teljeskörű összetétele XRF mérések alapján. Az értékek ppm-ben vannak megadva (ND = not detected).

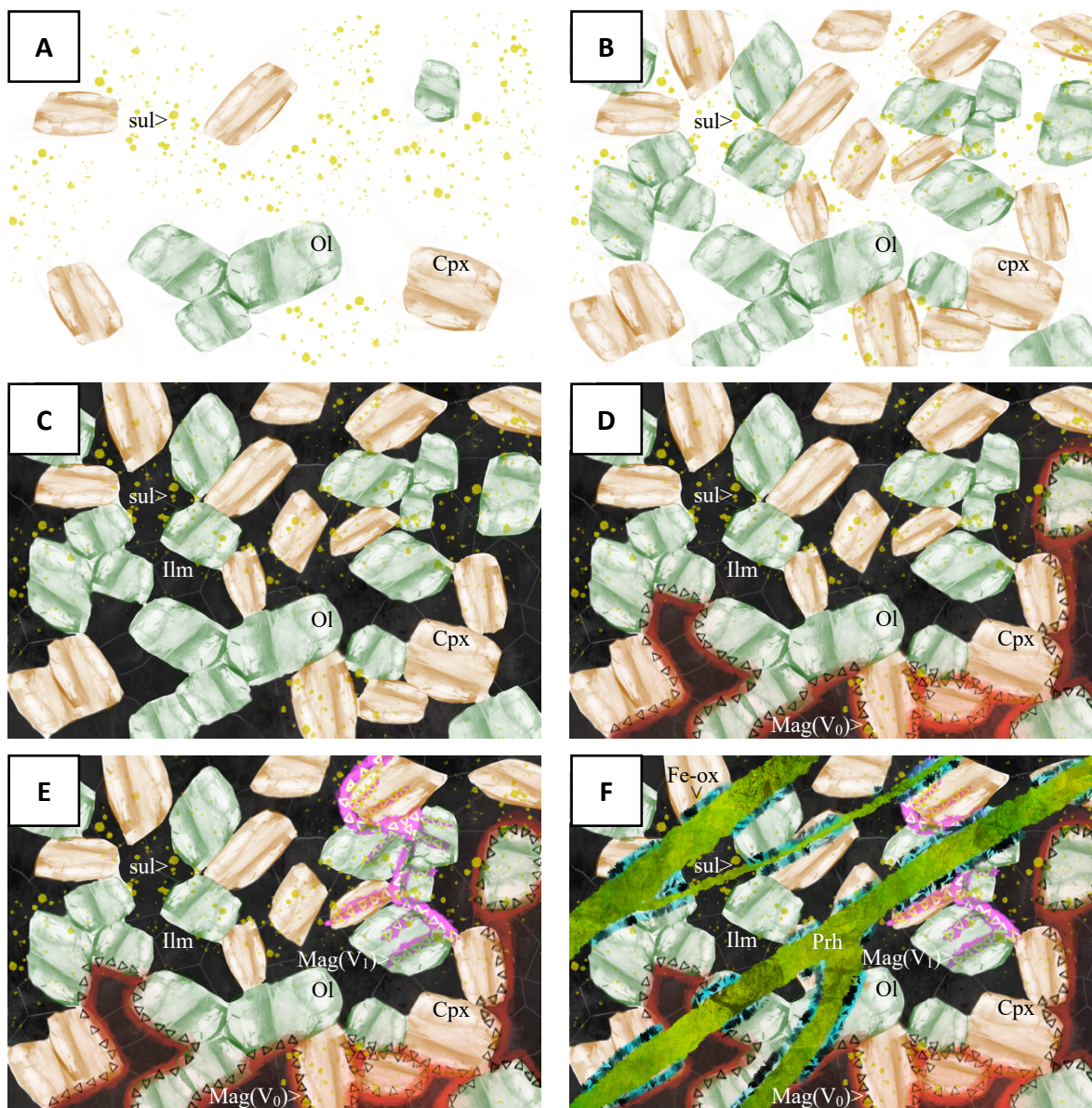
3.3.5 Teljes kőzet kvantitatív geokémia vizsgálatának eredményei

A wehrlitmintákban a Sc 54-74 ppm, a Cr 123-197 ppm, a Co 129-173 ppm, a Ni 97-136 ppm, a Cu 28-49 ppm, a Zn 113-139 ppm, a V 1200-1990 ppm mennyiségben fordul elő. Kiugró W érték tapasztalható a BE50696 példányban a többi mintához képest, mely az átlagos 0,6 ppm-től eltérő módon 18 ppm W-tartalmat mutat (4. és 5. táblázat). Az eredmények kiértékeléséhez az adatokat két csoportra bontottam: ritkaföldfém (REE)- adatokra, és egyéb nyomelemekre. A REE adatokat kondritra normáltam (Sun & McDonough 1989; 3. táblázat), az egyéb nyomelemeket primitív földköpenyre (McDonough & Sun 1995; 4. táblázat, 5. táblázat). A kőzetben általánosan alacsony ritkaföldfém előfordulás figyelhető meg amellet, hogy LREE-ben kimerült. Annak érdekében, hogy az elemelőfordulás jelenségeit széleskörűen értelmezni lehessen, adataimat összevettem 19 egyéb, szakirodalmi elemzési eredménnyel. Ezáltal a szarvaskői wehrlit geokémiailag összehasonlítható más területeken előforduló wehrlitekkel, továbbá a szarvaskői gabbróval, bazalttal, és plagiogránittal. Az adatok további feldolgozását „Az eredmények értelmezése” c. fejezetben tárgyalom.

4. Az eredmények értelmezése

4.1 A kőzet kristályosodásának menete

A szarvaskői wehrlit kristályosodásáról és az utólagos ásványosodások történetéről készített egyszerűsített folyamatábrát (16. ábra) az alábbiakban foglaltam össze.



16. ábra. A wehrlit kristályosodásnak menete a petrográfiai megfigyelések alapján. A – Szulfid olvadék szegregálódás, kristályosodás kezdete. B – Egyre több ásvány kristályosodik ki a magmából. C – Az ilmenit xenomorf kitöltése, 120°-os szemcsehatárokkal. D – A vanádium szegény magnetit koszorús kristályosodása. E – A vanádium dús magnetit repedéskitöltő kristályosodása. F – A prehnit erek és azok mentén kialakult másodlagos Fe-oxidok (sul = szulfid „cseppek”, Ilm = ilmenit, Mag(V₀) = V-szegény magnetit, Mag(V₁) = V-gazdag magnetit, Ol = olivin, Cpx = klinopiroxén, Prh = prehnit, Fe-ox = másodlagos vas-oxid).

A szulfidolvadék zárványoknak a fő szilikátos és oxidos (ilmenit) fázisokban való megjelenése arra utal, hogy a szilikátolvadék a fő közetalkotó ásványok kristályosodásával egyidőben kéntelített volt. Először az egyensúlyi kristályosodást mutató olivin, és a piroxén kristályosodott ki az olvadékból, utánuk az egyensúlyban kristályosodó ilmenit vált ki, kitöltve a közöttük fennmaradt kristályközi teret. A hornblende feldúsulása feltehetőleg üledékes kőzetek asszimilációját jelzi, mely a wehrlit előfordulásához közeli szarvaskői gabbró intrúziókban gyakran megfigyelhető jelenség.

A magmás folyamat vége felé haladva a vanádiumban szegény reziduális olvadék magnetit „koszorút” alakított ki a szilikátok és az ilmenit peremén. A kőzet fejlődésének későbbi fázisában viszont egy vanádiumban dús oldat kristályosított ki magnetitet: ebben az esetben főleg a szilikátok repedéseiben. Ezen oldattal összefüggésbe hozható az egész kőzetet átalakító alacsony fokú metamorfózis, mely folyamán prehnites erek átszabták és átalakították az ásványokat, és az erek mentén másodlagos Fe-oxid fázisok jöhettek létre (16. ábra). Ez a folyamat a kismélységi alpi metamorfózishoz köthető (Árkai et al. 1995).

4.2 Modális összetétel és nevezéktan

A modális ásványos összetétel vizsgálatának eredményeképpen, 1004 darab ásvány manuális, mikroszkópos megkülönböztetése és megszámlálása alapján, a magmás kőzet neve a Streckeisen-diagramm (Streckeisen 1974) ($M=90-100$) olivin-amfibol-piroxén arány szerint osztályozva piroxén-amfibol peridotit; a rombos és monoklin piroxének aránya alapján besorolva wehrlit. Az összetétel számszerűsítve opakásványokkal, prehnit erek nélkül: 306 db (30%) olivin, 289 db (28%) monoklin piroxén, 105 db (10%) amfibol, 298 db (29%) opak ásvány, 6 db (0,005%) rostos amfibol. Opak ásványok nélkül az arány 43% olivin, 41% monoklin piroxén, 15% amfibol.

Ugyanakkor a modális összetétel alapján alkalmazott nevezéktan korlátokba ütközik, mivel a rombos és monoklin piroxének, illetve olivin szerinti osztályozásban a hornblende nélküli ultramafikus kőzeteket sorolják be (Streckeisen 1974), holott a 15% amfibol arra utal, hogy a kőzet nem amfibolmentes, tehát nem teljesértékű a wehrlit elnevezés. Az ol-px-hbl-diagram azokat az ultramafikus kőzeteket sorolja be, amelyek tartalmazznak hornblendét (Streckeisen 1974), ez alapján piroxén-amfibol peridotit a kőzet neve, ez viszont nem fejezi ki a jelentős mértékben domináló monoklin piroxén tartalmat a rombos piroxénnal szemben. További korlát a Streckeisen-féle besorolásban, hogy az ultramafikus kőzeteket „ol+opx+hbl (+Bi+Gar+Sp) ≥ 95 ; opak ásványok ≤ 5 ” szabály szerint rendszerezi (Streckeisen 1974), amelybe nem illik bele a 29% opak ásványtartalom. Lengyel (1957) emiatt az ércperidotit elnevezést használta, illetve

Harangi et al. (1996) megemlítették ezt a kifejezést, mivel 5% feletti az opak- (érc)ásványok mennyisége (Harangi et al. 2013). Az alacsony fokú metamorfózis (Árkai et al. 1995) indokolhatná a „meta-” előtagot, illetve a túlnyomórészt ilmenitből álló opak ásványok összessége az „ilmenit” szó névbe illesztését is ösztönözheti, ám erre vonatkozó szabály nincs a gránát és a spinel kivételével (Harangi et al. 2013).

A helyeshez közelítő, szabályszerű (Harangi et al. 2013, Streckeisen 1974) megnevezése tehát a kőzetnek: „meta-piroxén-amfibol-ércperidotit”. Ez a kőzet az egyszerűség, a hagyománytisztelet és következetesség igényével az egész dolgozatban „wehrlit” névvel szerepel.

4.3 A szulfidzárványok előfordulásának értelmezése

A kubanit szulfidolvadék zárványokban való előfordulását a korábbi vizsgálatok nem írták le a Denevér-táróból. Előfordulása egy, a likvidmagmás eredetű szulfidfázis frakcionációjaként képződő átmeneti szilárd oldat („intermediate solid solution - ISS”) Cu-gazdag (kalkopirit-kubanit-bornit) szélső tagjaként értelmezhető. Ív mögötti medencék, óceánközépi hátságok és szigetívek ultrabázisos magmáiban a felsorolás szerinti sorrendben csökken a szulfidok nikkeltartalma is, tehát egyre kevesebb pentlandit-pirrhotin előfordulás lesz jellemző a rendszerben az óceán középi hátságtól kiindulva, az ív mögötti medencéken át, a szigetívek felé haladva (Keith et al. 2017).

A Kola-félszigeten a Pechenga ultrabázit sorozat extenziós-riftesedő medencében kialakult gabbró-wehrlit intrúziója néhány tíz méter vastag, de a néhol 500 méter vastagságot is meghaladó slírjei szulfidos Ni-Cu ércesedést hordoznak (Brügmann et al. 2000, Hanski & Smolkin 1995). A szarvaskői wehrlitben is ehhez hasonló Ni-Cu előfordulás észlelhető egy kisebb léptékben. Az olivin kummulátum a magmás test alján szételegyedett nikkell és réz tartalmú szulfidokat foglal magában. Brügmann et al. (2000) szerint az egykori magma szulfidokban telítetté vált a környező üledékes kőzetek asszimilációja által, majd a szulfid olvadékok frakcionációs szegregációja miatt kimerült sziderofil és kalkofil fémekből. A platinafémekben kimerült piroxén kummulátumokkal ellentétben az olivin kummulátum kalkofil elemeinek mennyisége - mint a Ni és Cu - korreál a platinafémek előfordulásával. Hűlés során a szulfid olvadék 40-50% monoszulfid szilárd elegyként (MSS) kristályosodott, míg a reziduális olvadék és a belőle kivált ISS gazdagodott Cu, Pt és Pd elemekben. A szarvaskői wehrliten végzett műszeres analízis egyik irányvonala a szulfid zárványok kiértékelése a lehetséges MSS-ek és intermedier szilárd elegyek (ISS) beazonosítására.

A kéntelítettség kialakulása a szilikátolvadékokban egy kénben, vasban, nikkelen, rézben és számos egyén sziderofil, kalkofil és platinafémekben dúsult szulfidolvadék fázist hoz létre, melyből a kiváló szilárd fázisok (MSS és ISS) összetétele függ a nyomástól, hőmérséklettől, oxigénfugacitástól, a frakcionációs kristályosodás mértékétől, a kén és vas mennyiségétől, illetve az esetleges kontaminációtól. Előrehaladott kristályosodással, növekvő nyomással, csökkenő hőmérséklettel és csökkenő oxigénfugacitással a kén elegyedési képessége csökken a szilikátolvadékokban. A felsoroltak közül az oxigénfugacitás a legjelentősebb paraméter, ezért az oxidáltabb, szubdukciós ívek magmái gyakrabban dúsulnak kénben a redukáltabb óceánközépi hátságokkal ellenben (Jugo et al. 2005, Keith et al. 2017, Mavrogenes & O'Neill 1999, Ripley et al. 2003).

Az ív mögötti medencék magmás közeteiben jellemzőek a Fe-Ti oxidokkal együtt előforduló pirrhotin és pentlandit monoszulfid szilárd elegyek, mely magmás szulfidgömbök az óceáni hátságok magmás közeteivel ellentétben egy késői szulfidtelítődési eseményt indikálnak (Keith et al. 2017). Ebben az esetben a Ni/Cu arány proxyként működik, mivel az olivin nikkelen kimeríti az olvadékot kristályosodása során, amely megváltoztatja a szegregálódni készülő szulfidok összetételét is, mindemellett a szilikátok és a Fe-Ti oxidok frakcionációja pedig a réz dúsulását okozza az olvadékban (Czamanske & Moore 1977, Fleet & Stone 1990, Keith et al. 2017). A szubdukciós rendszerekben a magma S telítettsége csak az olivin frakcionációja után jön létre, változó nikkeltartalmat és Ni/Cu arányt előidézve az MSS-ben (Keith et al. 2017, Wallace 2005, Wallace & Carmichael 1992). Ebben a rendszerben keletkező MSS-ek legnagyobb mértékű előfordulása a differenciáltabb olvadékokban figyelhető meg, jellemzően alacsony nikkelen és magas vastartalommal, alacsony Ni/Cu aránnyal (<1) (Keith et al. 2017). Míg az óceánközépi hátságok MSS-ei magasabb nikkelen és alacsonyabb vastartalmat, továbbá a szigetívek alacsonyabb nikkelen és magasabb vastartalmat mutatnak, addig az ív mögötti medencék MSS-ei jellemzően vagy az egyik, vagy a másik véglethez közeli értékeket vesz fel (Keith et al. 2017).

A fentiekben vázolt tényezők arra engednek következtetni, hogy egy olvadékrendszeren belül különböző nikkelen/réz arányok változása egy-egy kőzetmintákban egy feláramló magma különböző frakcionációs állomásait jelzi, különböző szulfidtelítettséggel. Kiemelkedően eltérő Ni/Cu arányok is előfordulhatnak egyazon befogadó kőzetben, amely jelenség nem magyarázható frakcionációs kristályosodással, vagy az oxigénfugacitás változásával. A magmakeveredés és asszimiláció lehetőségét vetette fel Barker et al. (2013), továbbá Haase et al. (2014) a differenciálódó magmában, ahol a magas Ni/Cu arány egy korábbi, míg az alacsony Ni/Cu arány egy későbbi eseményt feltételeznek a szulfidok keletkezése szempontjából (Keith

et al. 2017). Ebben a rendszerben az MSS szételegyedésnek tekinthető pirrhotin ($\text{Fe}_{1-x}\text{S}^{\text{mon}}$) és pentlandit ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8^{\text{köb}}$) mellett megfigyelhető az ISS szételegyedésként értelmezhető, Cu-ban gazdagabb kubanit ($\text{CuFe}_2\text{S}_3^{\text{romb}}$), amely kalkopirittal ($\text{CuFeS}_2^{\text{tet}}$) alkothat jellemzően szételegyedést (Barnes et al. 2006, Francis 1990, Patten et al. 2012). Óceáni kéregben a monoszulfid szilárd elegy (MSS) „cseppek” először 1000 és 1100 °C között Fe-Ni-Cu gazdag olvadékból kristályosodnak, míg az intermedier szilárd elegyek (ISS) 800 és 850 °C között kristályosodnak a maradék Cu-Fe gazdag szulfid olvadékból. Végül 650°C-on az MSS is újrakristályosodik pirrhotinként és pentlanditként, ahogy később az ISS is szételegyedik kubanittá és kalkopiritté (Keith et al. 2017, Naldrett 2004, Patten et al. 2012). A kubanit 252°C felett szabályosan, legalább 213 °C-ig tetragonálisan, alacsonyabb hőmérsékleten rombosan kristályosodik, de laboratóriumi körülmények között még nem sikerült meghatározni a tetragonális-rombos határ hőmérsékletét (Yund & Kullerud 1966). A legvasgazdagabb ISS-nek tekinthető kubanit együtt fordul elő a pirrhotinnal (MSS) 532°C és 335°C között, 335°C alatt pedig kalkopirittal és/vagy pirrhotinnal (Lusk & Calder 2004).

Egy korábbi szakirodalom alapján a Major-árok wehrlitjét vizsgálva pentlanditban és nikkelinben Co előfordulást észleltek Ni kísézőjeként (Ditrói-Puskás et al. 1999). Ezt az észleletet a jelenlegi vizsgálatok is megerősítették. A magas Co tartalom és a S származhat a mellékkőzet szulfidjának asszimilációjából, utóbbi elősegíthette az olvadék telítődését S-ben (Bralia et al. 1979, Gregory et al. 2015).

Ezen megfigyelések alapján a következő megállapításokat lehet tenni. A szarvaskői wehrlit különböző szulfidolvadék zárványainak előfordulása további bizonyítékkal szolgál az ív mögötti medence környezet kialakulása mellett, ahol egy késői szulfidtelítődési folyamat a mellékkőzet asszimiláció révén jöhetett létre, egyes zárványokban megnövekedett kobalttartalommal kísérve a folyamatot. A 10%-os amfiboltartalom is az asszimilációra utaló nyom, ennek fényében a wehrlit nem tekinthető az ofiolit-sor tagjának, mivel míg az ív mögötti medencékben a befogadó kőzettel történő kontaktus gyakran asszimilációt okoz, addig az óceáni lemezképződés során nem jellemző a kontamináció.

A szarvaskői szulfidcseppek mindemellett értékes ércteleptani információval is bővelkednek. Nagyléptékű Ni/Cu ércesedés kialakuláshoz számos tényező szükséges: olivin gazdag magma, nagy szerkezeti egységhez való közelség, szulfidtartalmú környező befogadó kőzetek, kalkofil elem kimerülés a kapcsolódó intruzív, vagy extruzív kőzetekben, illetve a magmakamrához való közelség (Naldrett 1999). Ezekkel összességében megteremthető az érc felhalmozódásához szükséges kedvező környezet, melyben fő követelmény a szulfidolvadékok szegregációja, a megfelelő mértékű magma és szulfidolvadék keveredés, illetve a

szulfidolvadék lokalizáltsága (Naldrett 1999). A szarvaskői ércesedést is érdemes ezen a nyomvonalon vizsgálni az alábbi módon.

A jelenlegi modellek alapján a szulfidolvadék szegregációja az alsó kéregben jön létre. Amennyiben magma olivintartalma nem haladja meg a 15%-ot, vagy 5% szulfidolvadék tartalom mellett a 10%-ot, akkor a szegregációt egy felfelé történő migráció követheti, mely később a mechanikai leülepedés során érces testet képezhet (Barnes et al. 2016). Amennyiben az összes szulfidolvadék kevesebb, mint 5%, és finoman elszórtan jelenik meg az olvadéokban, a Stokes-törvény szerinti ülepedési sebessége kisebb lesz, mint a magma feláramlás sebessége (Barnes et al. 2016). Ilyen körülmények között valószínűtlen a szulfidolvadék cseppek egyesülése a migráció során, sokkal inkább jellemző ezen cseppek szétválása a nyírófeszültség, a gravitáció, és a felületi feszültség kombinációjának hatására (de Bremond d'Ars et al. 2001, Barnes et al. 2013, Robertson et al. 2015). A legtöbb hintett ércesedésben a szulfidcseppek nagy része 1 mm-nél lényegesen kisebb méretű frakcióban fordulnak elő, mely cseppeket a függőleges magmaáramlás könnyedén magával ragadja (Robertson et al. 2015).

A szarvaskői wehrlit szulfidolvadék vizsgálatainak eredményeképpen megállapítottam, hogy a késői szulfid telítettséget elérő magma (Keith et al. 2017) eredetileg is kevés S tartalma a fent említett folyamat mentén (Barnes et al. 2016) nem alakított ki kedvező viszonyokat egy nagy kiterjedésű Ni/Cu ércesedés gravitációs felhalmozódására. Ezt alátámasztja többek között a kristályközi térben helyet foglaló szulfidok hiánya, mely a komatiites Ni-(Cu-PGE) telepek, illetve általában a réteges bázisos-ultrabázisos intrúziók likvidmagmás szulfidérceinek jellegzetes szöveti bélyege (Barnes et al. 2017). Mindemellett az alacsonyabb S tartalom és az ahhoz tartozó, korábban tárgyalt mobilizációs folyamat azt jelentené, hogy a kalkofil elemek a környező intruzív, vagy extruzív kőzetekben megjelenhetnek – éppen az ideális Ni-Cu telepeknek a kalkofil elemekben kimerült intruzív/extruzív kőzeteivel ellentétben (Barnes et al. 2016).

4.4 A magnetit eltérő genetikája

A V-dús magnetit egyben Ti-ban is dúsult, valamint a szilikátok és az ilmenit repedéseiben kristályosodott, így az utólagos fluidum tevékenységek, vagy kőzetátalakulások jelentősége a vanádium dúsulása szempontjából egyértelmű. A V-szegény magnetit ezzel szemben koszorúsan, a szilikátok körül kristályosodott a reziduális vanádiumban kimerült magmás rendszerből.

A vanádium inkompatibilis elemként viselkedik magas oxigénfugacitás mellett (V^{5+}), amely feltételezi, hogy alacsony oxigénfugacitás alatt keletkezhetett a szarvaskői repedésekben

előforduló V-dús magnetit a fluidumból, a titanomagnetitben a Fe^{3+} -t V^{3+} -al helyettesítve. A koszorús magnetit ezzel szemben egy korábbi, magasabb oxigénfugacitású és hőmérsékletű (Balan et al. 2006, Nadoll et al. 2014) környezetben kristályosodhatott.

Egy oxigén utánpótlástól elzárt rendszerben a magnetit kristályosodása Fe^{3+} -t vesz ki az olvadékból, csökkentti annak oxigénfugacitását (Balan et al. 2006, Toplis & Carroll 1996), így a reziduális olvadékban a V kompatibilitása megnő és hajlamosságot mutathat az újonnan kristályosodó titanomagnetit szerkezetébe beépülni. Ebben a viszonylatban a vanádium dús magnetit képződésének is két lehetséges oka rajzolódik ki: 1.) oxigénutánpótlástól elzárt rendszerben maradék olvadékból kristályosodva, 2.) az alpi metamorfózis hatására a környező szilikátfázisok átalakulása révén, a felszabadult vas és vanádium dús oldatokból kiválva. Azonban a V dús magnetit repedéskitöltő jellege, illetve a prehnites erekhez fűződő szoros szöveti kapcsolata az alpi metamorfózishoz köthető keletkezési folyamatot támasztja alá.

4.5 Ritkaföldfémek, kalkofil-, és egyéb elemek dúsulása

A szarvaskői wehrlit REE- (18. ábra) és egyéb nyomelem mintázatának (17. ábra) a kiértékelését két csoportra osztottam. Először a világon előforduló egyéb wehrlitekkel hasonlítom össze a saját mintámat és Aigner-Torres & Koller (1990) szarvaskői wehrlit mintáját, majd az egyéb szarvaskői magmás kőzetekkel vonok párhuzamot. A mintáimmal összehasonlításra szánt wehrlitek a következők: QB2-82, Jingbulake intrúzió, Kína, nagy magmás provincia (Yang & Zhou 2009); R-10, Sanandaj-Sirjan, Irán, passzív kontinentális perem – ív átmenet (Fazlania et al. 2013); CB3, Quilian, Kína, aktív kontinentális perem és vulkáni ív (Tseng et al. 2009); IL18, Ny-Afrikai Brimian kraton, vulkáni ív magmatizmus (Labou et al. 2020); WH5, Szarvaskő (Aigner-Torres & Koller 1990) (17. ábra, 18 ábra, 3. táblázat, 4. táblázat, 5. táblázat).

A szarvaskői wehrlitben a kalkofil elemek közül a Cu tartalom nem tér el nagy mértékben a többi wehrlittől, kivéve az enyhén Cu-gazdagabb Quilian, Kínai wehrlitet (CB3), továbbá a legmagasabb Cu-tartalmú, kínai Jingbulake intrúzióból származó wehrlitet (QB2-82) (17. ábra). Ni tartalom tekintetében azonban kiugróan magas eltérés tapasztalható a wehrlit mintákban. A szarvaskői wehrlithez képest növekvő sorrendben tartalmaz nikkelt a kínai Jingbulake intrúzió wehrlitje (QB2-82), a kínai Quilian wehrlit (CB3), de legmagasabb, egy nagyságrenddel nagyobb Ni tartalommal a Ny-Afrikai Brimian kraton wehrlitje (IL18) rendelkezik, mely összefüggésbe hozható magmatektonikai jellegével és az ércesedés típusával. A szarvaskői wehrlithez hasonló Ni értéket az iráni Sanandaj-Sirjan wehrlit (R-10) mutat (17. ábra).

Cr-tartalma alapján a szarvaskői wehrlit szegényebbnek tekinthető a többi wehrlithez képest, mivel az iráni Sanandaj-Sirjan wehrlitet (R-10) leszámítva az összes többi minta majd egy nagyságrenddel magasabb Cr-tartalommal rendelkezik (17. ábra). A Cr-spinel hiánya okozhatja ezt az eltérést a szarvaskői wehrlitben.

Vanádiumban gazdagnak tekinthető a szarvaskői wehrlit. Alacsonyabb V értéket az iráni (R-10), legalacsonyabbat a kínai wehrlitek (CB3, QB2-82) mutattak (17. ábra).

REE mintázatuk alapján a wehrlitek nem csak ritkaföldfém tartalom alapján, de eltérő trendekből kifolyólag is különböznek. A kínai Quilian wehrlit (CB3) a legalacsonyabb, míg az iráni Sanandaj-Sirjan wehrlit (R-10) a legmagasabb LREE tartalmat mutatta (18. ábra). A Ny-Afrikai Brimian kraton wehrlitje (IL18) kevésbé inkompatibilis elemekben jobban szegényedett, mint LREE-ben, mely genetikailag jól elválasztja a többi wehrlittől. Ez egy nagy méretű magmakamrára utaló jelenség lehet, nagy mértékű olvadással.

A továbbiakban a szarvaskői wehrlit (BE-50696, BE-51961, BE-61736, BE-72172 BE-72620; és WH5, Aigner-Torres & Koller 1999), a szarvaskői gabbrók (TOB2D, TARI, TAR3-7, TAR4A, TAR4D; Aigner-Torres & Koller 1999), kummulátum gabbró (UJ3; Aigner-Torres & Koller 1999), a szarvaskői plagiogranit (TOB6B, TOB3C; Aigner-Torres & Koller 1999), és a szarvaskői bazaltok (VARIC, RWI, SZIB; Aigner-Torres & Koller 1999, és szk-bas, Szk-92/8, Szk92/2a; Harangi et al. 1996) összehasonlítása szükséges az ércesedés széleskörű értelmezéséhez (17. ábra, 18. ábra, 3. táblázat, 4. táblázat, 5. táblázat).

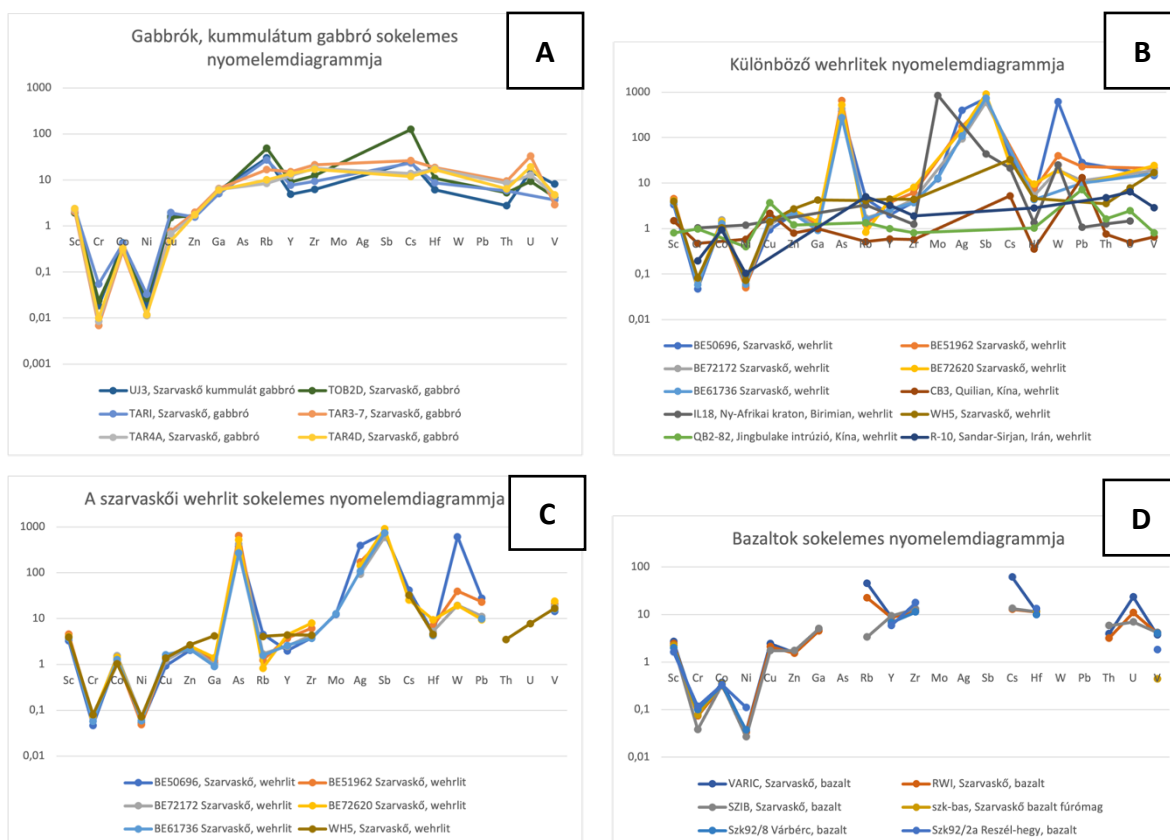
A szarvaskői wehrlit kirajzolódó REE mintázata (18. ábra) összefüggésben áll a kőzetben található olivin, ilmenit, piroxén előfordulásával, illetve a plagioklász hiányával, mely magyarázza az alacsony ritkaföldfém-tartalmat és a LREE kimerülés jelenségét. Negatív Eu-anómália figyelhető meg a kőzetben (Aigner-Torres & Koller 1999), mely egy korábbi eseményhez fűződően plagioklász kristályosodására utal. Az összes REE tartalom a gabbróban, a bazaltban és a plagiogranitban (Aigner-Torres & Koller 1999) nagyságrenddel magasabb értékeket mutat a wehrlithez képest, de a legnagyobb általános gazdagodás és LREE gazdagodás csak a plagiogranitban figyelhető meg (18. ábra). Ez egy rendszeren belül lekövethetővé teszi a ritkaföldfémek elsődleges útját a frakcionáció során, így a rendszer extruzív/intruzív kőzeteiben gazdagodnak a differenciáció legvégén.

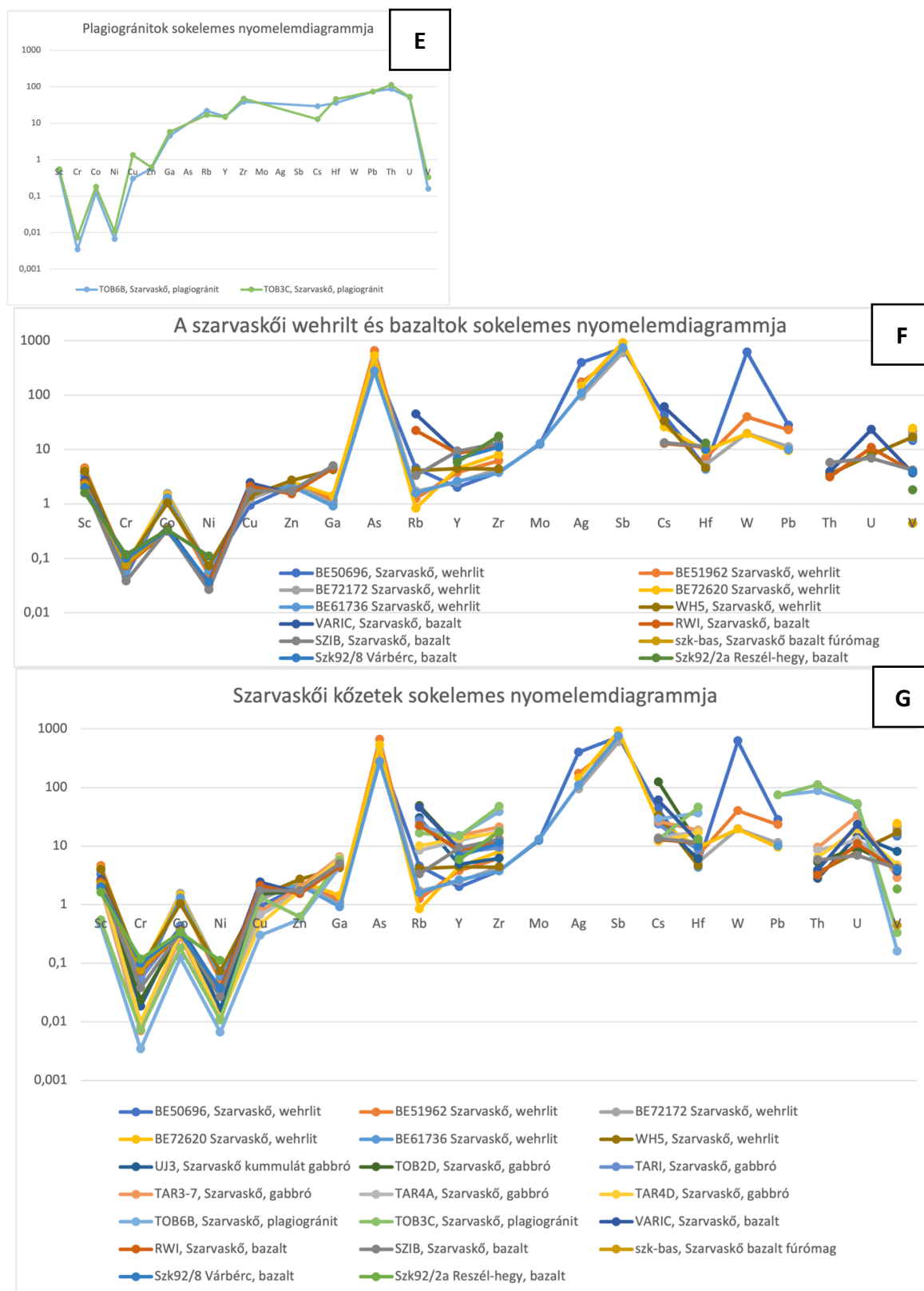
A bazaltok LREE kimerülése (18. ábra) kismértékű olvadásra enged következtetni, ám kivételt képez ez alól a Reszél-hegy bazaltja (Szk92/2a). N-MORB-okhoz képest differenciáltabb a szarvaskői bazalt, magasabb REE tartalommal (Aigner-Torres & Koller 1999), így a magmatektonikai szempontból értelmezve a wehrlit sem képződhetett óceáni kéregképződés folyamán.

A szarvaskői kőzetekben a Sc-, Co- és V-tartalom (17. ábra) csökken az emelkedő SiO_2 -tartalommal (Aigner-Torres & Koller 1999), melyek közül a Sc és Co csökkenése a piroxén és az amfibol kristályosodásával magyarázható, de a vanádiummal egyetemben ezek az elemek Fe-Ti oxid kristályosodásban is részt vehetnek, ahol vasat és titánt helyettesítő elemként van szerepük. Ez jól látszik a wehrlit ásványos összetételében, mely bővelkedik ilmenitben, klinopiroxénben, illetve van amfiboltartalma is.

A kalkofil elemek, mint a Ni és Cu mennyisége a gabbrókban és a plagiogránitban trendszerűen csökkentek a wehrlithez képest, viszont a bazaltok ettől eltérnek. A bazaltok összességében kevésbé kimerültek Ni-tartalmat mutattak, de egyik mintában (Szk-92/2a, Reszél-hegy) több Ni jelent meg, mint a wehrlitben. A bazaltok Cu-tartalma ugyanakkor minden Cu-mérést tartalmazó bazalt mintában (VARIC, RWI, SZIB) magasabb volt, mint a wehrlitben (17. ábra).

Ideális esetben egy nagy méretű, masszív Ni/Cu ércesedés létrejöttének egyik feltétele, hogy a környező extruzív és intruzív kőzetek kalkofil elemekben kimerültek legyenek (Barnes et al. 2016). Ebben a tekintetben feltételezhető, hogy a rendszer kalkofil elemei nem koncentráálódtak egy elnyúlt ultrabázisos testben, hanem a környező szarvaskői magmás kőzetekben szétszóródtak. Ez a megállapítás továbbá magyarázhatja a többi wehrlit mintához képest megjelenő alacsonyabb Ni és Cu tartalmat.





17. ábra. Primitív földköpenyre normált (McDonough & Sun 1995) sokelemes nyomelem mintázatai a szarvaskői magmás kőzeteknek és más előfordulású wehrliteknek. **A** – A szarvaskői wehrlit. **B** – Co, Ni, Cu és V értékek igen változóknak a különböző wehrlitekben. **C** – Alacsonyabb Cr, Ni, Cu és V értékek a gabbróban. **D** – A bazaltokban a Cu relatív gazdagodott a wehrlithez képest, Ni-tartalma nem olyan mértékben merült ki, mint a gabbrókban. **E** – A plagiográrit Sc, Cr, Co, Ni, Cu, és V szempontjából is a legkimerültebbnek tekinthető. **F** – A wehrlit és a bazalt összehasonlítása. **G** – Az összes Szarvaskőről származó minta ábrája.



18. ábra. Kondritra normált (Sun & McDonough 1989) REE mintázatai a szarvaskői magmás kőzeteknek és más előfordulási wehrliteknek. **A** – A szarvaskői wehrlit, negatív Eu anomáliával, LREE-ben kimerült jelleggel. **B** – Különböző helyről származó wehrlitek változó REE tartalommal, különböző trendekkel. Érdemes megfigyelni a Ny-Afrikai kraton eltérő dúsulását. **C** – Gabbrók magasabb REE-tartalommal, kummulátum gabbró pozitív Eu anomáliával. **D** – Bazaltok N-MORB jellegű trenddel (Aigner-Torres & Koller 1999), ám magasabb REE tartalommal. **E** – A plagiogranit nagy mértékben dúsult REE-ben a wehrlithez képest, LREE-ben még nagyobb mértékben. **F** – Az összes Szarvaskőről származó minta ábrája.

5. Összefoglalás, és a lehetséges továbbkutatási irányok kijelölése

A dolgozat keretein belül vizsgált kis fokú metamorfózison átesett, jura korú szarvaskői wehrlit petrográfiai és ércgenetikai elemzése egy új, eddig meg nem figyelt kémiai változékonyságot tárt fel a járulékosan elsődleges és másodlagos folyamatokhoz kötődő magnetitben. A vanádiumban dúsabb, illetve a vanádiumban szegényebb magnetit különböző szöveti elhelyezkedésben fordulnak elő, eltérő genetikával. Ebből levonható a következtetés, hogy a kritikus elemek szempontjából fontos, magnetitben dúsult V-előfordulás nem köthető korlátok nélkül a primer magmatikus folyamatokhoz, mely megfigyelés új perspektívát adhat az ércesedés és tágabb környezetének értékeléséhez. További kutatást érdemel ennek fényében a V-dús magnetit heterogenitásának a mérése és annak befogadó ásványában lévő ér vizsgálata, mely geokémiai adatoknak birtokában tisztább képet festhetnénk a két féle magnetites előfordulás genetikájáról (Nadoll et al. 2014).

További új felismerést jelent a kubanit előfordulása, mely ásványt korábban még nem írtak le a Denevér-táró szarvaskői ultrabázitájából, de annál fontosabb genetikai indikátor, mely a magmafejlődésről és a lemeztektónikai folyamatokról biztosít információt. A szulfidolvadék zárványokból, megállapítottam, hogy a kései szulfid telítettséget elérő magma eredetileg is kevés kenet tartalmazott, és nem jöhetett létre egy gravitációsan elkülönült, nagy kiterjedésű Ni/Cu ércesedés. A kőzet relatív magas amfiboltartalma, és az olvadék lehetséges kontaminációjának alapján a megfigyeléseim beleillenek egy ív-mögötti medence környezetbe, mely környezetben az üledékes befogadó kőzetek asszimilációja is jellemző folyamat.

Elsődleges és másodlagos ásványosodásokat, továbbá a kőzet szöveti bélyegeit vizsgálva egy több elemes fejlődéstörténet állítottam fel az intrúzió kialakulásáról, mialatt kiemelt figyelmet fordítottam Szarvaskő kialakulásának értelmezésére és ismertetésére, továbbá a térség ércindikációinak az összefoglalására. A teljes kőzet geokémiai kiértékelése során továbbá megállapítottam, hogy a „hiányzó” kalkofil elemek (Cu, Ni) a wehrlitből a környező extruzív/intruzív kőzetekben, így például a bazaltokban szóródott szét, mely nem ideális egy Ni/Cu ércesedés felhalmozódásának szempontjából. Emellett a rendszerben tartózkodó ritkaföldfémek a plagioklász-tartalmú gabbrókba és bazaltokba „vándoroltak” a magmás differenciáció során, de legnagyobb mértékben a szarvaskői plagiogranitban halmozódtak fel.

A szarvaskői wehrlit képződésének tektonikai helyzetét vizsgálva megállapítható, hogy az egy ív mögötti medence környezet képébe megfelelően illeszkedik. Legnagyobb egyezést összeségében az iráni Sanandaj-Sirjan wehrittel mutata, amely tektonikailag egy vulkáni ív környezetbe sorolható (Fazlnia et al. 2013, Hassanzadeh & Wernicke 2016).

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm témavezetőmnek, Dr. Molnár Ferencnek és konzulensemnek, Biró Máténak a szakmai és emberi segítséget, amelyet az egész munkafolyamat során nyújtottak. Köszönettel tartozom minden oktatónak az ELTE TTK földtudományi alapszakon, akik hozzásegítettek egy-egy téma megértéséhez, továbbá Baloghné Dr. Kiss Gabriellának, Dr. Harangi Szabolcsnak és Dr. Józsa Sándornak, akiket előadáson kívül is kereshettem kérdéseimmel. Végezetül pedig köszönöm Dr. Jáger Viktornak, Dr. Török Kálmánnak és az SZTFH nyersanyagkutatással foglalkozó osztályának munkámhoz nyújtott segítségét is.

Irodalomjegyzék

- AIGNER-TORRES, M., KOLLER, F. 1999: Nature of the magma source of the Szarvaskő Complex (NE-Hungary): Petrological and geochemical constraints. — *Ophioliti*, **24**(1a), 1-12. <https://doi.org/10.4454/phioliti.v24i1a.6>
- ARGNANI, A. 2018: Subduction evolution of the Dinarides and the Cretaceous orogeny in the Eastern Alps: Hints from a new paleotectonic interpretation. — *Tectonics*, **37**(2), 621-635. <https://doi.org/10.1002/2017TC004632>
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. — *Geol Rundsch* **84**, 334–344. <https://doi.org/10.1007/BF00260444>
- BARKER, S. J., WILSON, C. J. N., BAKER, J. A., MILLET, M. A., ROTELLA, M. D., WRIGHT, I. C., & WYSOCZANSKI, R. J. 2013: Geochemistry and petrogenesis of silicic magmas in the intra-oceanic Kermadec arc. — *Journal of Petrology*, **54**(2), 351-391. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs071>
- BARNES, S. J., COX, R. A., & ZIENTEK, M. L. 2006: Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia. — *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152**(2), 187-200. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0100-9>

BARNES, S. J., ROBERTSON, J., GODEL, B., 2013: Physical processes in magmatic ore formation: fluid dynamics of sulfide liquid droplets in sulfide–silicate emulsions (abstract). – *12th SGA Biennial Meeting*, pp. 944–947 (SGA, Uppsala, Sweden).
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012>

BARNES, S. J., CRUDEN, A. R., ARNDT, N., SAUMUR, B. M. 2016: The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits. – *Ore geology reviews*, **76**, 296–316.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012>

BARNES, S. J., MUNGALL, J. E., LE VAILLANT, M., GODEL, B., LESHER, C. M., HOLWELL, D., LIGHTFOOT, P. C., KRIVOLUTSKAYA, N., WEI, B. 2017: Sulfide-silicate textures in magmatic Ni–Cu–PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores. – *American Mineralogist*, **102**(3), 473–506. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5754>

BLENGINI, G., LATUNUSSA, C., EYNARD, U., MATOS, C., GEORGITZIKIS, K., PAVEL, C., CARRARA, S., MANCINI, L., UNGURU, M., BLAGOEVA, D., MATHIEUX, F., PENNINGTON, D. 2020: Study 40nt he EU’s list of critical raw materials (2020): final report. — European Commission, Directorate-General for Internal Market, Industry, Entrepreneurship and SMEs. — *Publications Office*. <https://data.europa.eu/doi/10.2873/11619>

BOBBA, S., CARRARA, S., HUISMAN, J., MATHIEUX, F., PAVEL, C. 2020: Critical raw materials for strategic technologies and sectors in the EU : a foresight study. — *Publications Office*. <https://data.europa.eu/doi/10.2873/58081>

BOWEN, N. L. 1922: The reaction principle in petrogenesis. – *The Journal of Geology*, **30**(3), 177–198. <https://doi.org/10.1086/622871>

BRALIA, A., SABATINI, G., TROJA, F. 1979: A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. — *Mineralium Deposita*, **14**(3), 353–374.

BRÜGMANN, G. E., HANSKI, E. J., NALDRETT, A. J., SMOLKIN, V. F. 2000: Sulphide segregation in ferropicrites from the Pechenga Complex, Kola peninsula, Russia. — *Journal of Petrology*, **41**(12), 1721–1742. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1721>

B. KISS, G., OLÁH, E., ZACCARINI, F., SZAKÁLL, S. 2016: Neotethyan rifting-related ore occurrences: study of an accretionary mélange complex (Darnó Unit, NE Hungary). — *Geologica Carpathica*, **67**(1), 105. <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0006>

B. KISS, G., ZAGYVA, T., PÁSZTOR, D., ZACCARINI, F. 2018: Submarine hydrothermal processes, mirroring the geotectonic evolution of the NE Hungarian Jurassic Szarvaskő Unit. — *International Journal of Earth Sciences*, **107**(8), 2671-2688.

CAWTHORN, R. G. 2015: The Bushveld Complex, South Africa. In: CHARLIER, B., NAMUR, O., LATYPOV, R., TEGNER, C. (szerk.): *Layered intrusions. Pringer Geology* — Springer, Dordrecht, 517-587. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_12

CLEMENS, J. D., STEVENS, G. 2016: Melt segregation and magma interactions during crustal melting: breaking out of the matrix. — *Earth-Science Reviews*, **160**, 333-349. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.012>

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., & KOVAC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics*, **208**(1-3), 221-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8).

CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: le massif du Bükk (Nord-Est de la Hongrie). (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). — Thèse de Doctorat, Université de Lille Flanders-Artois, 250.

CSONTOS, L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. — *Földtani Közlöny*, **130**(1), 95-131.

CSONTOS, L., SZTANÓ, O., POCSAI, T., BÁRÁNY, M., PALOTAI, M., WETTSTEIN, E. 2005: Late Jurassic–Early Cretaceous Alpine deformation events in the light of redeposited sediments. — *Geolines*, **19**, 29-31.

COTTINGHAM, K. 1951: The Geologist's Vocabulary. — *The Scientific Monthly*, **72**(3), 154-163.

CZAMANSKE, G. K., MOORE, J. G. 1977: Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 37 N lat. — *Geological Society of America Bulletin*, **88**(4), 587-599. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<587:CAPCOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<587:CAPCOS>2.0.CO;2)

de BREMOND D'ARS, J., ARNDT, N.T., HALLOT, E. 2001: Analog experimental insights into the formation of magmatic sulfide deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.* **186**, 371–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00254-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00254-0)

DITRÓI-PUSKÁS, Z., GÁLNÉ SÓLYMOS, K., KUBOVICS, I., NAGY BALOGH, J., NAGY, B., HOFFMANN, L. 1999: Egyes pegmatofil és sziderofil elemek (Sc, Nb, Y, Zr, Ti, V, Cr, Ni, Co) vizsgálata hazai magmás kőzetekben, különös tekintettel az ultrabázisos-bázisos magmatitokra. — Kutatási jelentés, Kézirat, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 30 p.

DOWNES, H., PANTÓ, G., ÁRKAI, P., THIRLWALL, M. F. 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. — *Lithos*, **24**(3), 201-215. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90032-v](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90032-v)

DUNKL, I., ÁRKAI, P., BALOGH, K., CSONTOS, L., NAGY, G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete. — *Földtani Közlöny*, **124**(1), 1-24.

ENTR, D. 2014: Report on critical raw materials for the EU. — *Ares* (2015), 1819503.

FAZLNIA, A., SCHENK, V., APPEL, P., ALIZADE, A. 2013: Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj–Sirjan zone, Neyriz, Iran. — *International Journal of Earth Sciences*, **102**(5), 1403-1426. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0884-6>

FITTON, J. G. 1987: The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. — *Geological Society, London, Special Publications*, **30**(1), 273-291. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.030.01.13>

FLEET, M. E., STONE, W. E. 1990: Nickeliferous sulfides in xenoliths, olivine megacrysts and basaltic glass. — *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**(6), 629-636. <https://doi.org/10.1007/bf00306529>

FODOR, L., RADÓCZ, G., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L., & HARANGI, S. 2005: Post-conference excursion: tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *GeoLines*, **19**, 142-162.

FRANCIS, R. D. 1990: Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB), and the effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiite magmas. — *Chemical Geology*, **85**(3-4), 199-213. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90001-n](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90001-n)

GARUTI, G., FIANDRI, P., ROSSI, A. 1986: Sulfide composition and phase relations in the Fe-Ni-Cu ore deposits of the Ivrea-Verbano basic complex (western Alps, Italy). — *Mineralium Deposita*, **21**(1), 22-34. <https://doi.org/10.1007/bf00204358>

GREGORY, D. D., LARGE, R. R., HALPIN, J. A., BATURINA, E. L., LYONS, T. W., WU, S., DANYUSHEVSKY, L., SACK, P. J., CHAPPAZ, A., MASLENNIKOV, V. V., BULL, S. W. 2015: Trace element content of sedimentary pyrite in black shales. — *Economic Geology*, **110**(6), 1389-1410. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.6.1389>

HAAS, J. (szerk.) 1995: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. — *Magyar Állami Földtani Intézet Kiadása*, Budapest, 278 p.

HAAS, J. (szerk.) 2004: Magyarország geológiája. Triász. — *Eötvös Kiadó, Budapest*, 384 p.

HAAS, J., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., KÖVÉR, SZ., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., JÓZSA, S., NÉMETH, N. 2011: A Neotethys-óceán akkréciós komplexumának maradványai Észak-Magyarországon. — *Földtani Közöny*, **141**, 167-196.

HAAS, J., PELIKÁN, P., GÖRÖG, Á., JÓZSA, S., OZSVÁRT, P. 2012: Stratigraphy, facies and geodynamic settings of Jurassic formations in the Bükk Mountains, North Hungary: its relations

with the other areas of the Neotethyan realm. — *Geological Magazine*, **150** (1), 18–49.
<https://doi.org/10.1017/s0016756812000246>

HAASE, K. M., LIMA, S., KRUMM, S., GARBE-SCHÖNBERG, D. 2014: The magmatic evolution of young island arc crust observed in gabbroic to tonalitic xenoliths from Raoul Island, Kermadec Island Arc. — *Lithos*, **210**, 199–208. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.005>

HANSKI, E. J., SMOLKIN, V. F. 1995: Iron-and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. — *Lithos*, **34**(1-3), 107–125. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)90015-2)

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-ŐS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. — *International Geology Review*, **38**(4), 336–360.
<https://doi.org/10.1080/00206819709465339>

HARANGI, SZ. 1997: A magmás kőzetek lemeztektonikai üzenete. Mezozoikumi magmatizmus és lemeztektonika (Harangi Szabolcs). — in: KARÁTSON, D. 1997: *Pannon Enciklopédia–Magyarország földje*. — KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest.

HARANGI, SZ., SZAKMÁNY, GY., JÓZSA, S., LUKÁCS, R., SÁGI, T. 2013: *Magmás kőzetek és folyamatok – gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához*. — ELTE TTK FFI Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest. (ISBN 978-963-284-478-7)

HASSANZADEH, J., & WERNICKE, B. P. 2016: The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. — *Tectonics*, **35**(3), 586–621.
<https://doi.org/10.1002/2015TC003926>

JÓZSA, S. 1997: Lávaömlés az óceán fenekén. Egykori óceánok nyomában (Józsa Sándor) — in: KARÁTSON, D. 1997: *Pannon Enciklopédia–Magyarország földje*. — KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest.

JÓZSA, S. 1997: Magyarország ultrabázit-lelőhelye: Szarvaskő. Egykori óceánok nyomában (Józsa Sándor) — in: KARÁTSZON, D. 1997: *Pannon Enciklopédia–Magyarország földje*. — KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest.

JUGO, P. J., LUTH, R. W., RICHARDS, J. P. 2005: An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300° C and 1·0 Gpa. — *Journal of Petrology*, **46**(4), 783-798. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh097>

KEITH, M., HAASE, K. M., KLEMD, R., SCHWARZ-SCHAMPERA, U., & FRANKE, H. 2017: Systematic variations in magmatic sulphide chemistry from mid-ocean ridges, back-arc basins and island arcs. — *Chemical Geology*, **451**, 67-77. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.028>

KISS, G., MOLNÁR, F., & PALINKAŠ, L. A. 2008: Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. — *Geologia Croatica*, **61**(2-3), 385-394. <https://doi.org/10.4154/gc.2008.30>

KISS, G., MOLNÁR, F., KOLLER, F., PÉNTEK, A. 2011: Triassic rifting and Jurassic ophiolite-like magmatic rocks in the Bükk Unit, NE-Hungary – an overview. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **157**, 43-69.

KISS, G. 2012: *A Neotethys előrehaladott riftesedéséhez kötődő bazaltos tengeralatti vulkanizmus és a kapcsolódó hidrotermális folyamatok ásványtani, közettani és geokémiai jellemzői Északkelet-Magyarországon és a Dinaridák-Hellenidák egyes területein*. — Doktori értekezés, ELTE, Ásványtani Tanszék, 169 p.

KISS, G., MOLNÁR, F., PALINKAŠ, L. A., KOVÁCS, S., & HORVATOVIĆ, H. 2012: Correlation of Triassic advanced rifting-related Neotethyan submarine basaltic volcanism of the Darnó Unit (NE-Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid–rock interaction, and geochemical characteristics. — *International Journal of Earth Sciences*, **101**(6), 1503-1521. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0706-7>

KISS, G., MOZGAI, V., HARTAI, É., MOLNÁR, J., TOMPA, R., 2013: Platinacsoport. Stratégiai fontosságú ásványi nyersanyagok II. — *CriticEl Monográfia sorozat 2*, 119-139 p. (ISBN: 978-963-08-8042-8)

KLESPITZ, J. 2018: Bányaföldtani megfigyelések a Szarvaskő tardosi gabbróbányában. — *Epitoanyag-Journal of Silicate Based & Composite Materials*, **70**(6). <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2018.31>

KOVÁCS S., EBNER F., GAWLICK H.J., PAMIĆ J., HAAS J., GAETANI M., CASTELLARIA A., KRAUTNER H.G., KARAMATA S., KRSTIĆ B., SUDAR M., MELLO J., POLÁK M. & MIOC D. 2004: Tectonostratigraphic terrane and paleoenvironment maps of the circum-Pannonian region: Maximum Neotethyan Spreading (Middle Jurassic) Environments. — *Hung. Geol. Inst. Release*.

KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., JÓZSA, S., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT P., GECSE, ZS., SZABÓ, I. 2008: Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-tertiary basement of the paleogene Recsk orefield. — *Recsk and Lahóca geology of the paleogene ore complex, geosciences. Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining*, **73**, 33-56.

KOVÁCS, S., HAAS, J., OZSVÁRT, P., PALINKAŠ, L. A., KISS, G., MOLNÁR, F., JÓZSA, S., KÖVÉR, S. 2010: Re-evaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides – preliminary data. — *Central European Geology*, **53**(2-3), 205-231. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.2-3.6>

KOVÁCS, Z., KÖVÉR, S., FODOR, L., SCHUSTER, R. 2018: New age and re-evaluated whole rock geochemical data of the Szarvaskő magmatic unit (NE-Hungary): Back-arc basin or N-MORB-type magmatism? — *Advances of Geology in southeast European mountain belts*, **136**.

KÖVÉR, S., FODOR, L., KOVÁCS, Z., KLÖTZLI, U., HAAS, J., ZAJZON, N., SZABÓ, CS. 2018: Late Triassic acidic volcanic clasts in different Neotethyan sedimentary mélanges: paleogeographic and geodynamic implications. — *International Journal of Earth Sciences*, **107**(8), 2975-2998. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1638-2>

KULLERUD, G., YUND, R. A., & MOH, G. H. 1969: *Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems*. [in:] H. D. B WILSON 1969: Magmatic ore deposits. – *Society of Economic Geologists*. <https://doi.org/10.5382/Mono.04.23>

LABOU, I., BENOIT, M., BARATOUX, L., GRÉGOIRE, M., NDIAYE, P. M., THEBAUD, N., BÉZIAT D., DEBAT, P. 2020: Petrological and geochemical study of Birimian ultramafic rocks within the West African Craton: Insights from Mako (Senegal) and Loraboué (Burkina Faso) lherzolite/harzburgerite/wehrlicite associations. – *Journal of African Earth Sciences*, **162**, 103677. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103677>

LENGYEL, E. 1957: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vasérc kutatás újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. — Műszaki Könyvkiadó, **46/2**, 251–335.

LESS GY., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: Geological map of the Bükk Mts. (1:50,000). – *Hung. Geol. Inst. Release*.

LUSK, J., & CALDER, B. O. 2004: The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu–Fe–Zn–S, Fe–Zn–S and Cu–Fe–S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535 °C. — *Chemical Geology*, **203**(3-4), 319-345. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.10.011>

MAIER, W. D., BARNES, S. J., & DE WAAL, S. A. 1998: Exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits: A review of recent advances in the use of geochemical tools, and their application to some South African ores. – *South African Journal of Geology*, **101**(3), 237-253.

MAIER, W. D., PREVEC, S. A., SCOATES, J. S., WALL, C. J., BARNES, S.-J., GOMWE, T. 2018: The Uitkomst intrusion and Nkomati Ni-Cu-Cr-PGE deposit, South Africa: trace element geochemistry, Nd isotopes and high-precision geochronology. — *Miner Deposita*, **53**, 67–88. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0716-x>

MAVROGENES, J. A., O'NEILL, H. S. C. 1999: The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(7-8), 1173-1180. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00289-0)

MCDONOUGH, W. F., SUN, S. S. 1995: The composition of the Earth. – *Chemical geology*, **120**(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

MOLNÁR, F., SZENTPÉTERI, K. 2005: *Opak ásványok mikroszkópos vizsgálata*. — Egyetemi Tankönyv, Hantken Kiadó, Budapest. (ISBN: 9632196074)

MOLNÁR, F., BARTHA, A., FÖLDESSY, J., HARTAI, É., NÉMETH, N., SZAKÁLL, S. 2010: A platinafémek előfordulása a Darnó-öv és környezetének mezozóos és paleogén korú magmás kőzeteiben. — *OTKA Kutatási Jelentések*.

NAGY, B., ZENTAI, P. 1968: A recski ércminták platinatartalmának vizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1967. évről*, 351–353.

NALDRETT, A. J., DUKE, J. M., LIGHTFOOT, P. C., & THOMPSON, J. F. H. 1984: Quantitative modelling of the segregation of magmatic sulphides: an exploration guide. – *Canadian Mining Metal Bull.*, 1-11.

NALDRETT, A. J. 1999: World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in their genesis. – *Mineralium deposita*, **34**(3), 227-240. <https://doi.org/10.1007/s001260050200>

NALDRETT, A. J. 2004: *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*. — Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08444-1>

PALINKAŠ, L. A., BERMANEC, V., ŠOŠTARIĆ, S. B., KOLAR-JURKOVŠEK, T., PALINKAŠ, S. S., MOLNAR, F., KNI EWALD, G. 2008: Volcanic facies analysis of a subaqueous basalt lava-flow complex at Hruškovec, NW Croatia – Evidence of advanced rifting in the Tethyan domain. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **178**(4), 644-656. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.037>

PALINKAŠ, L., B. KISS, G., KOVÁCS, S., STRMIC P. S., HRVATOVIĆ, H. 2015: *Triassic rift-type basalts and related deep-water sediments in the ophiolite belt of the Dinarides-Hellenides-Taurides-Zagros*. — Conference: The Second International Applied Geology Congress, Mashhad, Department of Geology, Islamic Azad University, Mashhad branch, Iran, Vol.1. DOI:10.13140/RG.2.1.5094.5680.

PATTEN, C., BARNES, S. J., MATHEZ, E. A. 2012: Textural variations in MORB sulfide droplets due to differences in crystallization history. — *The Canadian Mineralogist*, **50**(3), 675-692.

PÉNTEK, A., MOLNÁR, F., WATKINSON, D. H. 2006: Magmatic fluid segregation and overprinting hydrothermal processes in gabbro pegmatites of the Neotethyan ophiolitic Szarvaskő Complex (Bükk Mountains, NE Hungary). — *Geologica Carpathica*, **57**, 433-446.

RIPLEY, E. M., LIGHTFOOT, P. C., LI, C., ELSWICK, E. R. 2003: Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(15), 2805-2817. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(03\)00102-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(03)00102-9)

Robertson, J. C., Barnes, S. J., Le Vaillant, M. 2015: Dynamics of magmatic sulphide droplets during transport in silicate melts and implications for magmatic sulphide ore formation. — *Journal of Petrology*, **56**(12), 2445-2472. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv078>

STRECKEISEN, A. 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission 49th on the systematics of igneous rocks. — *Geologische Rundschau*, **63**(2), 773-786. <https://doi.org/10.1007/bf01820841>

SUN, S. S., McDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. — *Geological Society, London, Special Publications*, **42**(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

SZENTPÉTERY, ZS. 1953: A Déli-Bükkhegység diabáz- és gabbrótömege. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, XLI. 1. f.* Budapest, 1953.

TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: A geodynamic model. — *Tectonophysics*, **226**(1-4), 433-455. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90131-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90131-3).

TOPLIS, M. J., CARROLL, M. R. 1996: Differentiation of ferro-basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen: implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems. — *Journal of Petrology*, **37**(4), 837-858

TSENG, C. Y., ZUO, G. C., YANG, H. J., YANG, H. Y., TUNG, K. A., LIU, D. Y., WU, H. Q. 2009: Occurrence of Alaskan-type mafic-ultramafic intrusions in the North Qilian Mountains, northwest China: Evidence of Cambrian arc magmatism 500 Ma in the Qilian Block. — *Island Arc*, **18**(3), 526-549. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00675.x>

ONUOHA, K. M. 1977: A Darnó-vonal menti ofiolitok geofizikai vizsgálata. — *Magy. Geofiz.*, **18**(5), 181-188.

VELLEDITS, F. 2006: Evolution of the Bükk Mountains (NE Hungary) during the Middle–Late Triassic asymmetric rifting of the Vardar-Meliata branch of the Neotethys Ocean. — *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, **95**, 395–412. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0041-y>

VISNYOVSKY, L. 1950: A szarvaskői wehrliit dúsítása TiO₂-ra. — *Bány. Koh. Lapok LXXXIII*. Budapest.

VISNYOVSKY, L., HOLLÓ, T.-NÉ 1956: Ilmenit-kinyerés szarvaskői wehrliitből. — *Koh. Lapok*. 11. évf. 5. sz. Budapest.

WALLACE, P., CARMICHAEL, I. S. 1992: Sulfur in basaltic magmas. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**(5), 1863-1874. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90316-b](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90316-b)

WALLACE, P. J. 2005: Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. — *Journal of volcanology and Geothermal Research*, **140**(1-3), 217-240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023>

YANG, S. H., ZHOU, M. F. 2009: Geochemistry of the ~ 430-Ma Jingbulake mafic–ultramafic intrusion in Western Xinjiang, NW China: Implications for subduction related magmatism in the South Tianshan orogenic belt. — *Lithos*, **113**(1-2), 259-273. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.005>

YUND, R. A., KULLERUD, G. 1966: Thermal stability of assemblages in the Cu—Fe—S system. — *Journal of Petrology*, 7(3), 454-488. <https://doi.org/10.1093/petrology/7.3.454>

ZHOU, MF., WANG, C.Y., PANG, KN., SHELLNUTT, G.J., MA, Y. 2005: Origin of giant Fe-Ti-V oxide deposits in layered gabbroic intrusions, Pan-Xi district, Sichuan Province, SW China. — In: MAO, J., BIERLEIN, F.P. (szerk.) *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. — Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_132

ZAJZON, N. 2013: Hazai stratégiai ásványi nyersanyagaink – előzetes értékelés (1. alap kutatás: primer ásványi nyersanyagok). — in: „Nemzetközi együttműködésben megvalósuló alap kutatás a kritikus nyersanyagok hazaigazdaságfejlesztő potenciáljának kiaknázására -CriticEl” című, TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV -2012-0005 számú projekt. — Az MTA Földtudományok osztálya A Magyar tudomány Ünnepehez kapcsolódó rendezvénye, Miskolc, 2013.

ZELENKA, T. 1997. Vasérclelőhelyek. Ércék (Zelenka Tibor). — in: KARÁTSZON, D. 1997: *Pannon Enciklopédia–Magyarország földje*. — KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest.

Mellékletek**SZULFIDOK**

elem(wt%)/minta	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	S	TOT
FeCuNiS	38,66	4,42	7,41	17,55		31,95	100
kubanit (FeCuS-1)	43,28			22,59	0,25	33,88	100
kalkopirit (FeCuS-2)	32,33			33,73		33,88	100
pirrhotin-1	63,01				0,38	36,61	100
pirrhotin-2	64,35				0,27	35,38	100
pirrhotin-3	64,47				0,35	35,18	100
pentlandit-1	30,8	11,45	25,79		0,17	31,79	100
pentlandit-3	26	19,97	23,06			30,96	100

OXIDOK

oxid(wt%)/minta	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	V ₂ O ₃	ZnO	TOT
ilmenit-1	0,49	50,88		0,18	1,99		45,78	0,85			100
ilmenit-2	0,25	51,41	0,42	0,08	1,82		45,27	0,75			100
ilmenit-1 (FeO)	0,41	51,5	0,14	0,18	1,42	45,41		0,93			100
ilmenit-2 (FeO)	0,21	52,27	0,29	0,08	1,29	45,03		0,83			100
magnetit-1	0,83	2,68	0,58	0,23	0,34		95,33				100
magnetit-2	0,82	0,93	0,02		0,19		98,04				100
magnetit-3	0,81	2,65	0,53				94,32		1,57	0,12	100

SZILIKÁTOK

oxid(wt%)/minta	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	TOT
olivin	35,23		0,95	24,41	38,74	0,66		100
piroxén-Ca	53,65		1,87	22,93	13,47	0,35	7,73	100
amfibol	63,7	0,37	2,21	26,57	4,95		0,19	98
ortopiroxén	62,78	0,36	2,19	29,44	5,03		0,19	100

2. táblázat. A SEM mérési eredmények táblázata ásványcsoportonként.

kondrit ref. Sun & McDonough 1989	0,237	0,612	0,095	0,467	0,153	0,058	0,2055	0,0374	0,254	0,0566	0,1655	0,0255	0,17	0,0254
minta/ mg/kg sz.a.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	1,32	3,77	<0,5	3,02	1,00	<0,5	1,45	0,24	1,90	0,39	1,12	0,17	1,05	0,18
BE51962 Szarvaskő, wehrlit	1,41	4,52	0,80	4,84	1,77	<0,5	2,79	0,49	3,17	0,68	2,03	0,28	1,72	0,28
BE72172 Szarvaskő, wehrlit	1,17	3,81	0,62	3,40	1,19	<0,5	1,74	0,33	2,16	0,50	1,33	0,22	1,37	0,22
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	1,63	5,55	0,89	5,27	1,99	<0,5	2,79	0,32	3,48	0,72	2,31	0,33	2,20	0,37
BE61736 Szarvaskő, wehrlit	1,15	3,63	0,57	3,36	1,22	<0,5	1,77	0,32	2,25	0,45	1,44	0,19	1,26	0,19
QB2-82, Jíngbulake intrúzió, Kína, wehrlit	0,64	1,86	0,28	1,45	0,51	0,18	0,74	0,12	0,82	0,18	0,47	0,06	0,4	0,06
R-10, Sándar-Sirján, Irán, wehrlit	2,9	8,4	1,48	8	2,64	0,61	2,62	0,44	2,67	0,5	1,44	0,19	1,2	0,19
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	0,28	0,65	0,09	0,5	0,19	0,09	0,31	0,06	0,45	0,1	0,28	0,04	0,27	0,05
IL18, Ny-Afrikaí kraton, Birimian, wehrlit	0,98	2,51	0,36	1,71	0,5	0,18	0,63	0,11	0,7	0,15	0,41		0,37	0,05
WH5, Szarvaskő, wehrlit	1,22	3,21		3,36	1,28	0,34	1,67	0,29					1,37	0,2
UI3, Szarvaskő kummulát gabbró	2,7	7,53		5,29	1,93	1,05	2,4	0,41					1,92	0,28
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	5,8	15		11,3	3,69	1,53	4,91	0,97					4,04	0,57
TARI, Szarvaskő, gabbró	4,85	14,5		11,2	3,69	1,42	4,48	0,88					3,28	0,48
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	8,97	27,7		21,7	7,46	2,54	8,93	1,69					6,61	0,98
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	8,65	27,5		19,3	6,15	2,21	8,78	1,53					5,56	0,79
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	7,96	24,9		19,3	6,22	2,19	7,5	1,38					5,7	0,79
TOB6B, Szarvaskő, plagigránit	27,2	67,1		38,2	9,23	2,12	12,6	2,2					9,24	1,35
TOB3C, Szarvaskő, plagigránit	32,7	78,5		41,8	9,54	3,24	13,9	2,12					9,26	1,38
VARIC, Szarvaskő, bazalt	5,22	15,6		12,6	4,13	1,49	5,77	1,03					4,29	0,6
RWI, Szarvaskő, bazalt	4,94	15,6		12,8	4,15	1,44	4,91	0,9					3,81	0,52
SZIB, Szarvaskő, bazalt	5,18	16,2		12,9	4,24	1,47	5,33	0,96					4,04	0,58
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag	4,2	11,6		10	3,62	1,51							3,44	0,8
Sz492/8 Várberc, bazalt	4,9	11,7		9	3,2	1,32							3,1	0,35
Sz492/2a Reszél-hegy, bazalt	8,4	19,5		9	3,84	1,48							2,24	0,32
Kondritra normált	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	5,548523207	6,166666667		6,468950749	6,562091503		7,03163017	6,443850267	7,468503937	6,908127208	6,791540785	6,705882353	6,2	7,125984252
BE51962 Szarvaskő, wehrlit	5,966244726	7,392156863	8,442105263	10,33331906	11,53594771		13,56690998	13,12834225	12,48031496	12,04946996	12,24169184	11,01960784	10,08823529	11,06299213
BE72172 Szarvaskő, wehrlit	4,949367089	6,225490196	6,547368421	7,276231263	7,797385621		8,486618005	8,85026738	8,484251969	8,851590106	8,054380665	8,666666667	8,076470588	8,700787402
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	6,864978903	9,060457516	9,410526316	11,29336188	13		13,59124088	13,42425989	13,68503937	12,77385159	13,95770393	12,98039216	12,94117647	14,64566929
BE61736 Szarvaskő, wehrlit	4,839662447	5,93627451	6,042105263	7,197002141	7,960784314		8,618004866	8,609625668	8,874015748	8,003533569	8,694864048	7,490196078	7,4	7,519685039
QB2-82, Jíngbulake intrúzió, Kína, wehrlit	2,700421941	3,039215686	2,947368421	3,104925054	3,333333333	3,103448276	3,600973236	3,20855615	3,228346457	3,180212014	2,839879154	2,352941176	2,352941176	2,362204724
R-10, Sándar-Sirján, Irán, wehrlit	12,23628692	13,7254902	15,57894737	17,13062099	17,25490196	10,51724138	12,74939173	11,76470588	10,51181102	8,833922261	8,700906344	7,450980392	7,058823529	7,480314961
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	1,181434599	1,062091503	0,947368421	1,070663812	1,241830065	1,551724138	1,508515815	1,604278075	1,771653543	1,766784452	1,6918429	1,568627451	1,588235294	1,968503937
IL18, Ny-Afrikaí kraton, Birimian, wehrlit	4,135021097	4,10130719	3,789473684	3,661670236	3,267973856	3,103448276	3,065693431	2,941176471	2,755905512	2,650176678	2,47734139		2,176470588	1,968503937
WH5, Szarvaskő, wehrlit	5,147679325	5,245098039		7,194860814	8,366013072	5,862068966	8,126520681	7,754010695					8,058823529	7,874015748
UI3, Szarvaskő kummulát gabbró	11,39240506	12,30392157		11,32762313	12,61437908	18,10344828	11,67883212	10,96256684					11,29411765	11,02362205
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	24,47257384	24,50980392		24,19700214	24,11764706	26,37931034	23,89294404	25,93582888					23,76470588	22,44094488
TARI, Szarvaskő, gabbró	20,46413502	23,69281046		23,98286938	24,11764706	24,48275862	21,80048662	23,52941176					19,29411765	18,8976378
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	37,84810127	45,26143791		46,46680942	48,75816993	43,79310345	43,45498783	45,18716578					38,88235294	38,58267717
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	36,4978903	44,93464052		41,32762313	40,19607843	38,10344828	42,72506083	40,90909091					32,70588235	31,1023622
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	33,58649789	40,68627451		41,32762313	40,65359477	37,75862069	36,49635036	36,89839572					33,52941176	31,1023622
TOB6B, Szarvaskő, plagigránit	114,7679325	109,6405229		81,7987152	60,32797939	36,5517414	61,3186861	58,82352941					54,35294118	53,1496063
TOB3C, Szarvaskő, plagigránit	137,9746835	128,2679739		89,50749465	62,35294118	55,86206897	67,63990268	56,68449198					54,47058824	54,33070866
VARIC, Szarvaskő, bazalt	22,02531646	25,49019608		26,98072805	26,99346405	25,68965517	28,07785888	27,54010695					25,23529412	23,62204724
RWI, Szarvaskő, bazalt	20,84388186	25,49019608		27,40899358	27,12418301	24,82758621	23,89294404	24,06417112					22,41176471	20,47244094
SZIB, Szarvaskő, bazalt	21,85654008	26,47058824		27,62312634	27,7124183	25,34482759	25,93673966	25,6684492					23,76470588	22,83464567
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag	17,72151899	18,95424837		21,41327623	22,66013072	26,03448276							20,23529412	21,319606299
Sz492/8 Várberc, bazalt	20,67510549	19,11764706		20,91503268	20,91503268	5,17241379							18,23529412	13,77952756
Sz492/2a Reszél-hegy, bazalt	35,44303797	31,8627451		19,27194861	25,09803922	25,51724138							13,17647059	12,5984252

3. táblázat. Kondritra normált kőzetminták REE-tartalom alapján.

prim fk. ref: McDonough & Sun 1995	16,2	26,25	105	1960	30	55	4	0,05	0,6	4,3	10,5	0,05	0,008	0,0055
minta/ mg/kg sz.a.	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Y	Zr	Mo	Ag	Sb
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	54,2	123	140	105	28,2	113	4,32	19,0	2,73	8,61	40,0	0,62	3,19	4,03
BE51962 Szarvaskő, wehrlit	74,6	186	129	97,3	45,2	119	4,88	32,8	0,75	16,2	65,0	<0,5	1,38	3,29
BE72172 Szarvaskő, wehrlit	63,3	180	163	136	36,4	134	3,94	21,6	1,03	10,7	45,9	<0,5	0,75	3,30
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	66,7	197	152	118	45,3	139	5,67	26,3	0,50	19,1	84,4	<0,5	1,16	5,04
BE61736 Szarvaskő, wehrlit	61,1	152	135	118	49,5	117	3,63	13,7	0,95	11,3	39,1	0,64	0,88	4,09
QB2-82, Jingbulake intrúzió, Kína, wehrlit	13,0	2588		778	112,0	66			0,81	4,3	8,5			
R-10, Sándar-Sirjan, Irán, wehrlit		510	98	203			4,00		3,00	14,0	20,0			
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	24,0	1234		1144	65,0	44			0,31	2,5	6,0			
IL18, Ny-AfrikaI kraton, Birimian, wehrlit		2721		2349					1,98		13,0	42,41		0,24
WH5, Szarvaskő, wehrlit	64,6	214	109	143	42	149	17		2,46	19	46			
UI3, Szarvaskő kummulát gabbró	32	48	45	33	49	87	24		18	21	65			
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	31,1	62	33	52	45	94	21		29	39	131			
TAR1, Szarvaskő, gabbró	38,2	142	43	64	58	86	20		16,3	33	98			
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	33,2	18	30	22	23	108	26		10	65	222			
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	36,5	22	35	22	20	93	25		5	53	188			
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	38,6	26	34	23	14	96	24		6	59	178			
TOB6B, Szarvaskő, plagiogránit	7,43	9	13	13	9	31	18		13	65	404			
TOB3C, Szarvaskő, plagiogránit	8,85	19	19	21	40	34	23		10	63	494			
VARI1C, Szarvaskő, bazalt	43,2	200	39	69	73	86	19		27	38	127			
RW1, Szarvaskő, bazalt	39,2	191	33	65	63	84	18		13,4	37	120			
SZ1B, Szarvaskő, bazalt	35,9	100	35	52	52	95	20		2	40	137			
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag	36	200	37											
Sz192/8 Várberc, bazalt	32	261	34	73						29	117			
Sz192/2a Reszél-hegy, bazalt	26	307	35	216						25	184			
Primitív földköpenyre normált	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Y	Zr	Mo	Ag	Sb
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	3,346049383	0,04703581	1,328857143	0,05377602	0,940233333	2,062381818	1,079	379,44	4,55	2,003023256	3,804952381	12,44	399	731,8181818
BE51962 Szarvaskő, wehrlit	4,606419753	0,070688381	1,232266667	0,049638776	1,507866667	2,170145455	1,21875	655,96	1,25	3,778837209	6,19		173	598,1818182
BE72172 Szarvaskő, wehrlit	3,904814815	0,068743238	1,55627619	0,069561735	1,213033333	2,442472727	0,985	431,08	1,716666667	2,494651163	4,372857143		94	599,6363636
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	4,117283951	0,07500419	1,4446	0,059963776	1,510133333	2,520436364	1,41625	526,36	0,833333333	4,438604651	8,036190476		144,375	916,9090909
BE61736 Szarvaskő, wehrlit	3,770308642	0,057882667	1,284152381	0,060066327	1,650233333	2,122254545	0,90825	273,7	1,583333333	2,620930233	3,727904762	12,88	109,375	742,7272727
QB2-82, Jingbulake intrúzió, Kína, wehrlit	0,802469136	0,985904762		0,396938776	3,733333333	1,2			1,35	1	0,80952381			
R-10, Sándar-Sirjan, Irán, wehrlit		0,194285714	0,933333333	0,103571429			1		5	3,255813953	1,904761905			
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	1,481481481	0,470095238		0,583673469	2,166666667	0,8			0,516666667	0,590697674	0,571428571			
IL18, Ny-AfrikaI kraton, Birimian, wehrlit		1,036571429		1,198469388					3,3		1,238095238	848,2		43,63636364
WH5, Szarvaskő, wehrlit	3,987654321	0,08152381	1,038095238	0,072959184	1,4	2,709090909	4,25		4,1	4,418604651	4,380952381			
UI3, Szarvaskő kummulát gabbró	1,975308642	0,018285714	0,428571429	0,016836735	1,633333333	1,581818182	6		30	4,88372093	6,19047619			
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	1,919753086	0,023619048	0,314285714	0,026530612	1,5	1,709090909	5,25		48,33333333	9,069767442	12,47619048			
TAR1, Szarvaskő, gabbró	2,358024691	0,054095238	0,40952381	0,032653061	1,933333333	1,563636364	5		27,16666667	7,674418605	9,333333333			
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	2,049382716	0,006857143	0,285714286	0,01122449	0,766666667	1,963636364	6,5		16,66666667	15,11627907	21,14285714			
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	2,25308642	0,008380952	0,333333333	0,01122449	0,666666667	1,690909091	6,25		8,333333333	12,3255814	17,9047619			
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	2,382716049	0,009904762	0,323809524	0,011734694	0,466666667	1,745454545	6		10	13,72093023	16,95238095			
TOB6B, Szarvaskő, plagiogránit	0,458641975	0,003428571	0,123809524	0,006637653	0,3	0,563636364	4,5		21,66666667	15,11627907	38,47619048			
TOB3C, Szarvaskő, plagiogránit	0,546296296	0,007238095	0,180952381	0,010714286	1,333333333	0,618181818	5,75		16,66666667	14,65116279	47,04761905			
VARI1C, Szarvaskő, bazalt	2,666666667	0,076190476	0,371428571	0,032653061	2,433333333	1,563636364	4,75		45	8,837209302	12,0952381			
RW1, Szarvaskő, bazalt	2,419753086	0,072761905	0,314285714	0,033163265	2,1	1,527272727	4,5		22,33333333	8,604651163	11,42857143			
SZ1B, Szarvaskő, bazalt	2,222222222	0,333333333	0,333333333	0,033163265	2,1	1,527272727	4,5		22,33333333	8,604651163	11,42857143			
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag	2,222222222	0,076190476	0,333333333	0,033163265	2,1	1,527272727	4,5		22,33333333	8,604651163	11,42857143			
Sz192/8 Várberc, bazalt	1,975308642	0,099428571	0,323809524	0,037244898						6,744186047	11,14285714			
Sz192/2a Reszél-hegy, bazalt	1,604938272	0,116952381	0,333333333	0,110204082						5,813953488	17,52380952			

4. táblázat. Primitív földköpenyre normált kőzetminták egyéb nyomelem tartalom alapján (1/2).

prim fk. ref: McDonough & Sun 1995	0,021	0,283	0,029	0,15	0,0795	0,0203	82
minta/ mg/kg sz.a.	Cs	Hf	W	Pb	Th	U	V
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	0,89	1,36	18,0	4,23	<0,5	n.d.	1200
BE51962 Szarvaskő, wehrlit	<0,5	1,99	1,15	3,46	<0,5	n.d.	1740
BE72172 Szarvaskő, wehrlit	<0,5	1,49	0,57	1,69	<0,5	n.d.	1550
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	0,54	2,68	0,56	1,43	<0,5	n.d.	1990
BE61736 Szarvaskő, wehrlit	<0,5	1,22	<0,5	1,50	<0,5	n.d.	1320
QB2-82, Jingbulake intrúzió, Kína, wehrlit		0,29		1,08	0,13	0,05	66
R-10, Sandar-Sirjan, Irán, wehrlit		0,80			0,38	0,13	236
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	0,11	0,10		1,97	0,06	0,01	54
IL18, Ny-Afrika kraton, Birimian, wehrlit	0,45	0,38	0,73	0,16	0,1	0,03	
WH5, Szarvaskő, wehrlit	0,69	1,3			0,28	0,16	1392
UJ3, Szarvaskő kumulát gabbró	0,52	1,72			0,22	0,31	661
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	2,61	3,06			0,42	0,19	342
TARI, Szarvaskő, gabbró	0,49	2,45			0,46		302
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	0,55	5,27			0,75	0,67	235
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	0,29	4,95			0,67	0,26	376
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	0,25	4,76			0,51	0,39	389
TOB6B, Szarvaskő, plagiogranit	0,61	10,2		11	6,92	1,03	13
TOB3C, Szarvaskő, plagiogranit	0,27	12,9		11	8,84	1,07	27
VARIC, Szarvaskő, bazalt	1,27	3,33			0,31	0,47	303
RWI, Szarvaskő, bazalt	0,27	3,16			0,25	0,22	325
SZIB, Szarvaskő, bazalt	0,28	3,25			0,46	0,14	342
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag		3,2					36
Szk92/8 Várberc, bazalt		2,8					324
Szk92/2a Reszél-hegy, bazalt		3,7					149
Primitív földköpenyre normált	Cs	Hf	W	Pb	Th	U	V
BE50696, Szarvaskő, wehrlit	42,5238095	4,78798587	619,586207	28,1733333			14,6341463
BE51962 Szarvaskő, wehrlit		7,01766784	39,7586207	23,0666667			21,2195122
BE72172 Szarvaskő, wehrlit		5,27915194	19,6896552	11,2933333			18,902439
BE72620 Szarvaskő, wehrlit	25,8095238	9,4770318	19,4137931	9,5066667			24,2682927
BE61736 Szarvaskő, wehrlit		4,30388693		9,9933333			16,097561
QB2-82, Jingbulake intrúzió, Kína, wehrlit		1,02473498		7,2	1,63522013	2,46305419	0,80487805
R-10, Sandar-Sirjan, Irán, wehrlit		2,82685512			4,77987421	6,40394089	2,87804878
CB3, Quilian, Kína, wehrlit	5,23809524	0,35335689		13,1333333	0,75471698	0,49261084	0,65853659
IL18, Ny-Afrika kraton, Birimian, wehrlit	21,4285714	1,34275618	25,1724138	1,0666667	1,25786164	1,47783251	
WH5, Szarvaskő, wehrlit	32,8571429	4,59363958			3,52201258	7,8817734	16,9756098
UJ3, Szarvaskő kumulát gabbró	24,7619048	6,07773852			2,7672956	15,270936	8,06097561
TOB2D, Szarvaskő, gabbró	124,285714	10,8127208			5,28301887	9,35960591	4,17073171
TARI, Szarvaskő, gabbró	23,3333333	8,65724382			5,78616352		3,68292683
TAR3-7, Szarvaskő, gabbró	26,1904762	18,6219081			9,43396226	33,0049261	2,86585366
TAR4A, Szarvaskő, gabbró	13,8095238	17,4911661			8,42767296	12,8078818	4,58536585
TAR4D, Szarvaskő, gabbró	11,9047619	16,819788			6,41509434	19,2118227	4,74390244
TOB6B, Szarvaskő, plagiogranit	29,047619	36,0424028		73,3333333	87,0440252	50,7389163	0,15853659
TOB3C, Szarvaskő, plagiogranit	12,8571429	45,5830389		73,3333333	111,194969	52,7093596	0,32926829
VARIC, Szarvaskő, bazalt	60,4761905	11,7667845			3,89937107	23,1527094	3,69512195
RWI, Szarvaskő, bazalt	12,8571429	11,1660777			3,14465409	10,8374384	3,96341463
SZIB, Szarvaskő, bazalt	13,3333333	11,4840989			5,78616352	6,89655172	4,17073171
szk-bas, Szarvaskő bazalt fúrómag		11,3074205					0,43902439
Szk92/8 Várberc, bazalt		9,89399293					3,95121951
Szk92/2a Reszél-hegy, bazalt		13,0742049					1,81707317

5. táblázat. Primitív földköpenyre normált kőzetminták egyéb nyomelem tartalom alapján (2/2).